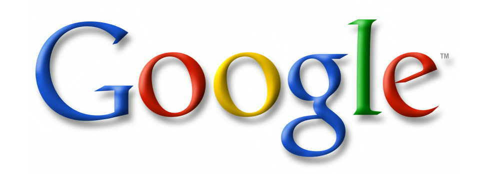
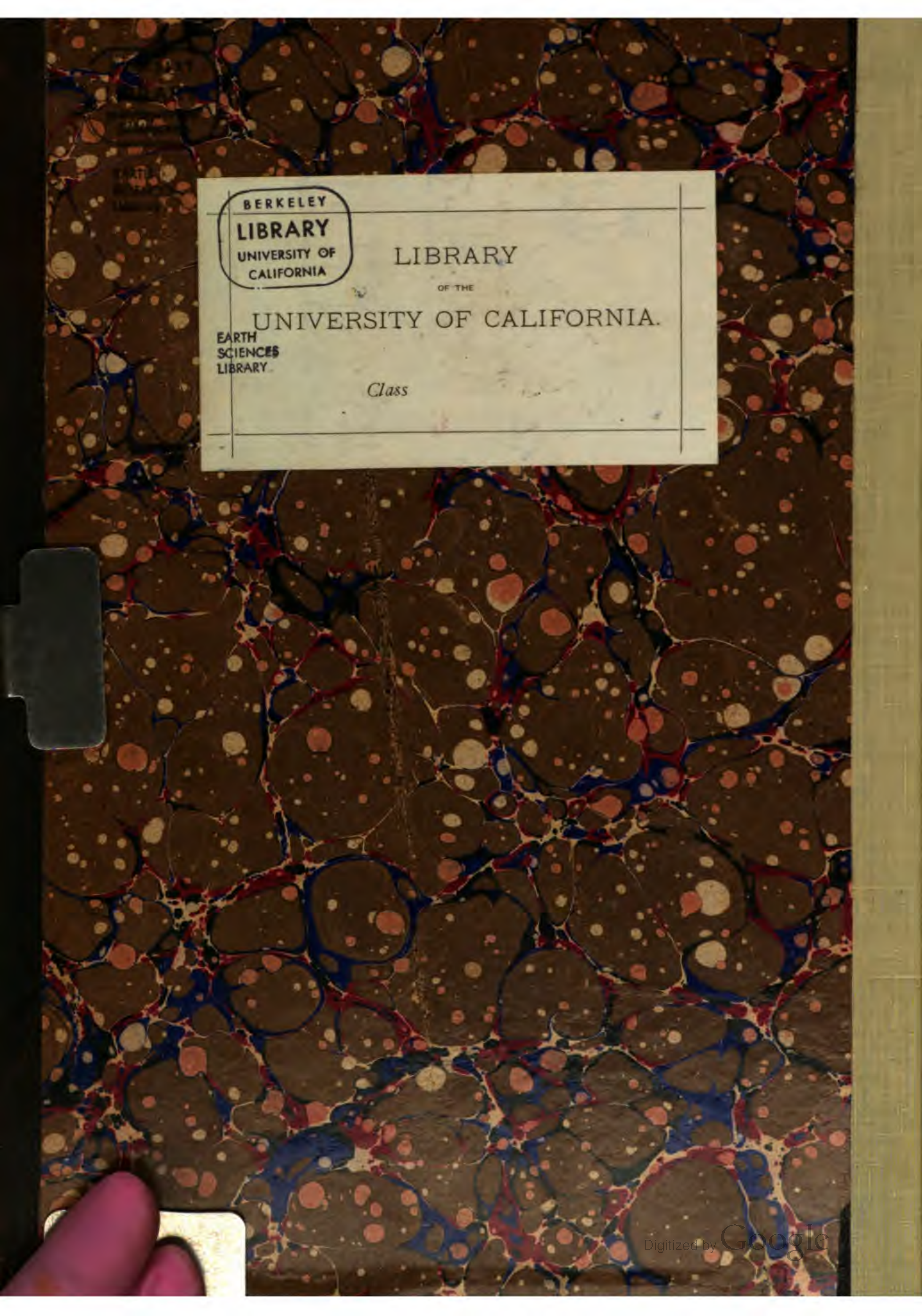
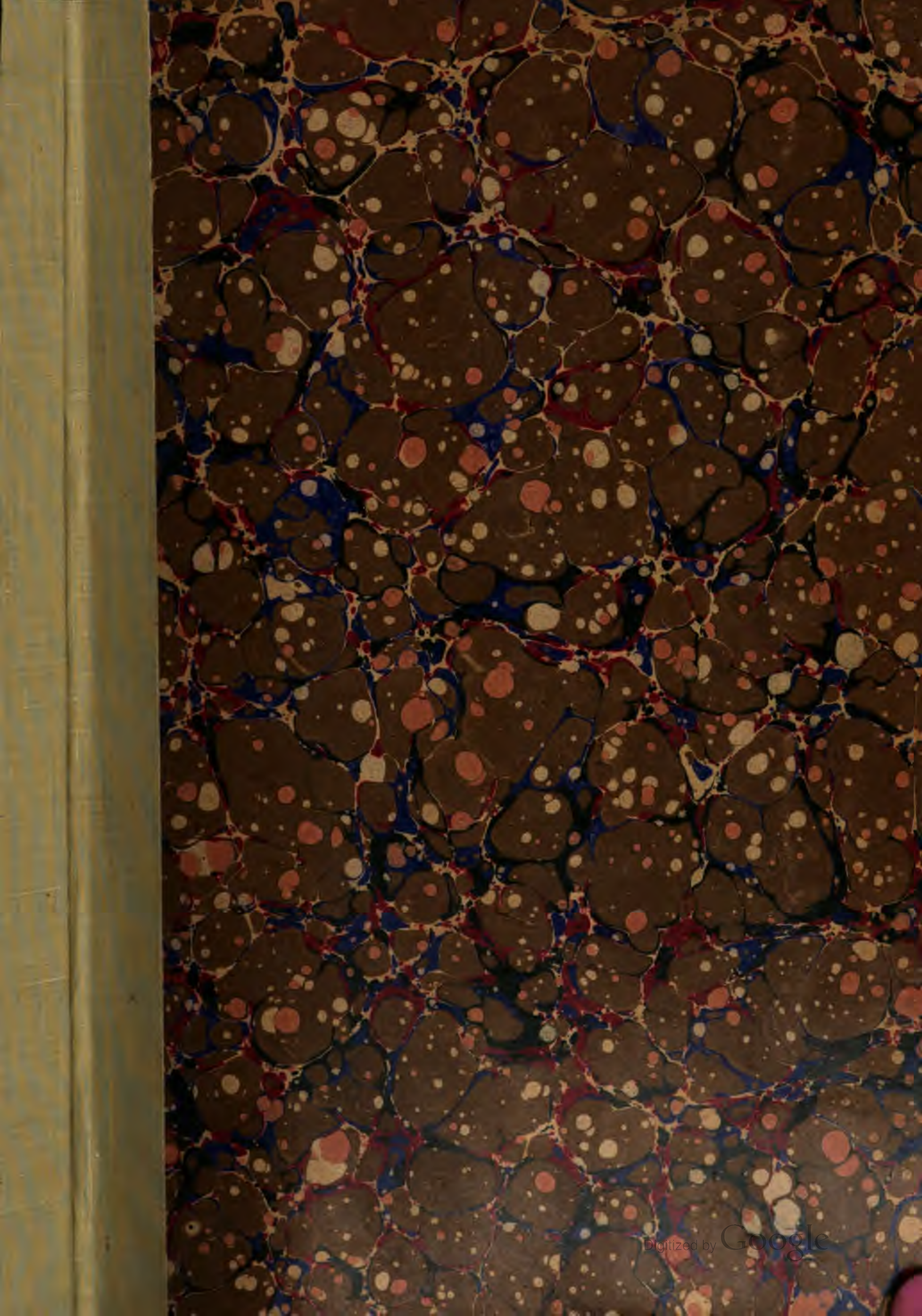



BERKELEY
LIBRARY
UNIVERSITY OF
CALIFORNIA
LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF CALIFORNIA.
EARTH
SCIENCES
LIBRARY
Class



Ausgegeben am 20. April 1905.

JAHRBUCH

DER

KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



JAHRGANG 1905. LV. BAND.

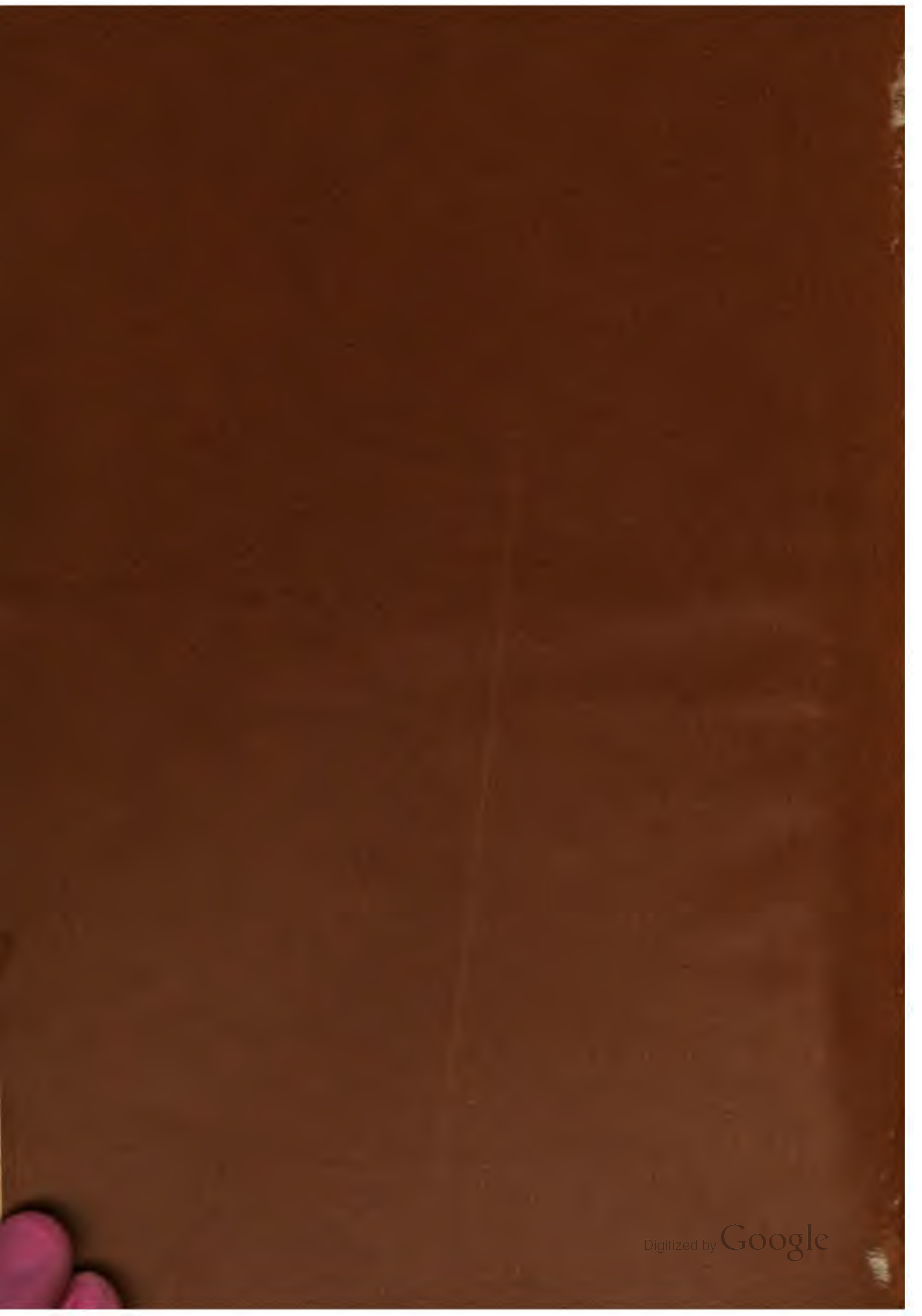
1. Heft.



Wien, 1905.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung
I., Graben 31.



JAHRBUCH

DER

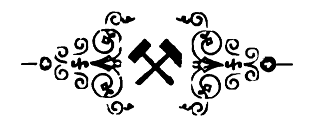
KAISERLICH-KÖNIGLICHEN

GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT



LV. BAND 1905.

Mit 17 Tafeln.



Wien, 1905.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. Lechner (Wilh. Müller), k. u. k. Hofbuchhandlung

I. Graben 31.

Die Autoren allein sind für den Inhalt ihrer Mitteilungen verantwortlich.

Inhalt.

Seite

Personalstand der k. k. geologischen Reichsanstalt (20. August 1905) . . . VI

Heft 1.

Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. (Zone 20, Kol. III der österr. Spezialkarte.) Von Dr. W. Hammer. Mit einer Tafel (Nr. I) und 4 Profilen im Text 1

Säugetierreste von Wies. Von A. Hofmann. Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. II) 27

Aus dem Devon- und Kulmgebiete östlich von Brünn. Von Dr. Franz E. Suess. Mit einer Kartenskizze und 4 Figuren im Text 31

Über einen dem Thunfische verwandten Raubfisch der Congerienschichten der Wiener Bucht. (*Pelamycybium [„Sphyraenodus"] sinus vindobonensis n. gen. et n. sp.*) Von Franz Toula. Mit einer lithographischen Tafel (Nr. III) und 11 Textillustrationen 51

Zur Geologie von Nordalbanien. Von Dr. Franz Baron Nopcsa. Mit einer geologischen Übersichtskarte (Tafel Nr. IV) und 20 Zinkotypien im Text 85

Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmatinischen Mitteleocäns. Von R. J. Schubert 153

Heft 2.

Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges. Von Prof. Eberhard Fugger in Salzburg. Mit 4 Zinkotypien im Text 189

Über das jüngere Paläozoicum an der böhmisch-schlesischen Grenze. Erwiderung an Herrn Dr. W. Petrascheck von Dr. A. Schmidt, J. Herbing und K. Flegel 217

Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und des Mödlingbaches. (Vorarbeiten für eine in Vorbereitung befindliche geologische Karte im Maßstabe 1:25.000.) Von Franz Toula. Mit einer Tafel (Nr. V) und 34 Textillustrationen 243

Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales. Von K. A. Redlich in Leoben. Mit 2 Tafeln (Nr. VI und VII) und 3 Zinkotypien im Text . . . 327

Seite

Über einige Erzlagerstätten in der Umgebung der Stangalpen. Von W. A. Humphrey aus York, England. Mit 2 Tafeln (Nr. VIII und IX) und einer Zinkotypie im Text 349

Über die Terrasse von Imst—Tarrenz. Ein Beitrag zu den Studien über die Inntalterrassen. Von Dr. O. Ampferer. Mit 1 Profil im Text . . 369

Eine Stammtype der Delphiniden aus dem Miocän der Halbinsel Taman. Von O. Abel. Mit 4 Textfiguren 375

Über *Halitherium Bellunense*, eine Übergangsform zur Gattung *Metaxytherium*. Von O. Abel. Mit 1 Textfigur 393

Heft 3 u. 4.

Die Zone des *Actinocamax plenus* im östlichen Böhmen. Von W. Petrascheck. Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. X) und 8 Zinkotypien im Text 399

Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina. Von Dr. Hermann Vetters. Mit einer Karte in Farbendruck (Tafel Nr. XI) und vier Zinkotypien im Text 435

Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. Mit 3 Tafeln (Nr. XII—XIV), 41 Profilen und Ansichten im Text. Von Dr. O. Ampferer 451

Die Basaltgesteine der Kosel bei Böhm.-Leipa. Von Bruno Förster. Mit einer Kartenskizze im Text 563

Neogenpflanzen vom Nordrande des Sinjsko polje in Mitteldalmatien. Von Dr. F. v. Kerner. Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. XV) 593

Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs. Von R. J. Schubert. Mit zwei Lichtdrucktafeln (Nr. XVI und XVII) und 4 Zinkotypien im Text 613

Nachträge zu den Erläuterungen des Blattes Mährisch-Neustadt und Schönberg der geologischen Spezialkarte. Von Gejza Bukowski 639

Verzeichnis der Tafeln.

Tafel		Seite
I	zu: Dr. W. Hammer. Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale	1
II	zu: A. Hofmann. Säugetierreste von Wies	27
III	zu: Franz Toula. Über einen dem Thunfisch verwandten Raubfisch der Congerienschichten	51
IV	zu: Dr. Franz Baron Nopcsa. Zur Geologie von Nordalbanien	85
V	zu: Franz Toula. Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und Mödlingbaches	243
VI—VII	zu: K. A. Redlich. Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales	327
VIII—IX	zu: W. A. Humphrey. Über einige Erzlagerstätten der Stangalpen	349
X	zu: W. Petrascheck. Die Zone des *Actinocamax plenus* im östlichen Böhmen	399
XI	zu: Dr. Hermann Vetters. Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina	435
XII—XIV	zu: Dr. O. Ampferer. Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges	451
XV	zu: Dr. F. v. Kerner. Die Neogenpflanzen von Sinj in Mitteldalmatien	593
XVI—XVII	zu: Dr. R. J. Schubert. Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs	613

Personalstand

der

k. k. geologischen Reichsanstalt.

Direktor:

Tietze Emil, Ritter des österr. kaiserl. Ordens der Eisernen Krone III. Kl., Besitzer des kaiserl. russischen Sct. Stanislausordens II. Kl. und des Komturkreuzes II. Kl. des königl. schwedischen Nordsternordens, Ritter des königl. portugiesischen Sct. Jakobsordens und des montenegrinischen Daniloordens, Phil. Dr., k. k. Hofrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, Präsident der k. k. Geographischen Gesellschaft in Wien, Ehrenmitglied der Société géologique de Belgique in Lüttich, der königl. serbischen Akademie der Wissenschaften in Belgrad, der uralischen Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Jekaterinenburg, der Gesellschaft für Erdkunde in Berlin, der rumänischen Geographischen Gesellschaft in Bukarest und der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau, korrespondierendes Mitglied der Geological Society of London, der Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, der Geographischen Gesellschaft in Leipzig etc., III., Hauptstraße Nr. 6.

Vizedirektor:

Vacek Michael, III., Erdbergerlände Nr. 4.

Chefgeologen:

Teller Friedrich, Phil. Dr. hon. causa, k. k. Bergrat, korr. Mitglied der kais. Akademie der Wissenschaften, III., Kollergasse Nr. 6.

Geyer Georg, III., Hoernesgasse Nr. 9.

Bukowski Gejza v., III., Hansalgasse Nr. 3.

Rosiwal August, a. o. Professor an der k. k. Technischen Hochschule, III., Bechardgasse Nr. 10.



Vorstand des chemischen Laboratoriums:

John von Johnesberg Konrad, k. k. Regierungsrat, Mitglied der kaiserl. Leop. Carol. deutschen Akademie der Naturforscher in Halle, korr. Mitglied der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen etc., II., Paffrathgasse Nr. 6.

Geologe:

Dreger Julius, Phil. Dr., III., Ungargasse Nr. 63.

Chemiker:

Eichleiter Friedrich, III., Seidlgasse Nr. 37.

Adjunkten:

Kerner von Marilaun Fritz, Med. U. Dr., XIII., Penzingerstraße Nr. 78.

Suess Franz Eduard, Phil. Dr., a. o. Professor an der k. k. Universität, II., Afrikanergasse Nr. 9.

Kossmat Franz, Phil. Dr., Privatdozent an der k. k. Universität, III., Metternichgasse Nr. 5.

Abel Othenio, Phil. Dr., Honorardozent an der k. k. Universität, korr. Mitglied der Soc. Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie in Brüssel, XIII., Jenullgasse Nr. 2.

Hinterlechner Karl, Phil. Dr., XVIII., Klostergasse Nr. 37.

Bibliothekar:

Matosch Anton, Phil. Dr., III., Hauptstraße Nr. 33.

Assistenten:

Hammer Wilhelm, Phil. Dr., III., Blattgasse Nr. 8.
Schubert Richard Johann, Phil. Dr., III., Rasumofskygasse Nr. 2.
Waagen Lukas, Phil. Dr., III., Sophienbrückengasse Nr. 10.
Ampferer Otto, Phil. Dr., XVIII., Haizingerstraße Nr. 49.
Petrascheck Wilhelm, Phil. Dr., III., Geusaugasse Nr. 31.

Praktikanten:

Trener Giovanni Battista, Phil. Dr., III., Untere Viaduktgasse Nr. 1.
Ohnesorge Theodor, Phil. Dr., III., Geusaugasse Nr. 43.

Für das Museum:

Želízko Johann, Amtsassistent, III., Löwengasse Nr. 37.

Für die Kartensammlung:

Zeichner:

Jahn Eduard, Besitzer des goldenen Verdienstkreuzes mit der Krone, III., Messenhausergasse Nr. 8.

Skala Guido, III., Hauptstraße Nr. 81.

Lauf Oskar, I. Johannesgasse 8.

Für die Kanzlei:

Girardi Ernst, k. k. Rechnungsrat, III., Marxergasse Nr. 23.

In zeitlicher Verwendung:

Frenzl Olga, III., Eslarngasse Nr. 8.

Diener:

Erster Amtsdiener: Schreiner Rudolf, Besitzer des silbernen Verdienstkreuzes mit der Krone
Laborant: Kalunder Franz
Zweiter Amtsdiener: Palme Franz
Dritter Amtsdiener: Ulbing Johann
Präparator: Špatný Franz
} III., Rasumofskygasse Nr. 23 u. 25.

Amtsdienergehilfe für das Laboratorium: Felix Johann, III., Apostelgasse 3.

Amtsdienergehilfe für das Museum: Kreyča Alois, III., Erdbergstraße 33.

Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale.

(Zone 20, Kol. III der österr. Spezialkarte.)

Mit einer Tafel (Nr. I) und 4 Profilen im Texte.

Von Dr. W. Hammer.

In den Jahren 1901—1904 wurde die im Ultentale begonnene Neuaufnahme der gesamten Ortleralpen gegen Westen und Südwesten weitergeführt, welches Gebiet auf dem Blatte Bormio—Tonale der österreichischen Spezialkarte zur Darstellung kommt. Die Detailaufnahmen wurden auf diesem Blatte bis zum Noce im Süden und bis zur Landesgrenze im Westen durchgeführt. Das Gebiet südlich des Noce bearbeitet Dr. Trener, der italienische Anteil des Blattes wird in dem österreichischen geologischen Kartenwerke nicht geologisch koloriert. Dieses von mir aufgenommene Gebiet umfaßt hauptsächlich die Täler des Rabbies und des obersten Noce und deren Seitentäler, von denen das größte das Val della Mare ist; außerdem ragen in dieses Kartenblatt noch die Quellgründe des Ulten-, Martell- und Suldentales herein. Der orografische Rückgrat des ganzen Hochlandes ist der mächtige Gletscherkamm, der in hufeisenförmigem Verlaufe vom Königsspitz — der Ortler selbst liegt nicht mehr auf diesem Blatte — zum Piz Tresero zieht. Ihm folgt die Landesgrenze. Gegen Osten zieht vom Cevedale weg noch stark vergletschert ein langer Seitenkamm, Nocegebiet und Martelltal trennend, bis zum Ursprung des Ultentales, dieses dann mit seinen sich gabelnden Enden umfassend. Ein langer gletscherfreier Kamm scheidet, von jenem sich abspaltend, die Täler von Rabbi und Pejo und bildet im Süden eine ziemlich selbständig erscheinende Berggruppe zwischen Rabbi und dem Sulzberge, die Tremenescagruppe. Der Hauptkamm senkt sich von der Punta S. Matteo (nahe dem Tresero) tief herab und tritt durch den Kamm des Corno dei tre Signori in Verbindung mit dem das oberste Nocetal vom Vermigliotal trennenden Bergkamm.

Von diesem kartierten Teile des Blattes Bormio—Tonale wurde der Hintergrund des Ultentales und der ihn umschließende Bergkranz im zweiten Teile der „Kristallinen Alpen des Ultentales“ im Jahrbuch der k. k. geol. R.-A. 1904, Heft 3 und 4 beschrieben; der mesozoische Anteil des Ortlerkammes — vom Königsjoch westwärts — der auch noch hier hereinragt, wurde vom Verfasser früher schon beschrieben (Mitteil. über Studien in der Val Furva und Val Zebru (Verhandl.



der k. k. geol. R.-A. 1902), so daß hier hauptsächlich die Rede sein wird von dem zwischen dem Hintergrunde des Martelltales, dem Torrente Rabbies, dem Noce (bis Fucine), dem Vermigliobach und der Landesgrenze liegenden Bezirk.

Gesteine und ihre Verbreitung.

Dieselben zwei Formationen der kristallinischen Schiefer, welche das Ultener Gebirge aufbauen, herrschen auch hier: die obersten Horizonte der Gneisformation und die Phyllite. Der ganze Hauptkamm vom Hintergrunde des Ultentales bis zum Königsjoch und bis zum Tresero besteht aus Phyllit, das südlich davon gelegene Land aus Gneis und Phyllitgneis. Die obersten Gründe des Martelltales liegen noch ganz im Phyllit.

Die Gneisformation ist hier entwickelt in Gestalt von zweiglimmerigen gemeinen Gneisen, Gneisglimmerschiefer, phyllitischen Gneisen, Quarziten, Quarzitschiefern, schiefrigen Grauwacken und Kalken. Zwischen diesen Gesteinen läßt sich aber nur lokal, das heißt für einzelne Gebirgsstöcke eine sichere Altersfolge aufstellen. Eine Parallelisierung dieser einzelnen Gruppen ist nur mit geringer Sicherheit durchzuführen, da durch das ganze Gebiet gleichmäßig durchgehende Leithorizonte fehlen.

Die genannten Gesteine sind so verteilt, daß sich hauptsächlich drei Faziesbezirke ergeben:

Die Tremenescagruppe, in der die Gneisglimmerschiefer vorherrschen;

die Tonalegruppe (zwischen Pejo und dem Vermigliotal), in der quarzitische Gesteine und Kalke besonders stark vertreten sind, während das ganze

Südgehänge des Hauptkammes nördlich des Val del Monte, die Val della Mare und das obere Rabbital samt dem dazwischenliegenden Kamme fast ausschließlich aus den gleichförmigen Phyllitgneisen bestehen.

Die quarzreiche Fazies ist besonders ausgesprochen entwickelt an der Nordseite des Kammes Cima Boai—Punta Albiolo, des Hauptkammes des oben als Tonalegruppe bezeichneten Gebirgsabschnittes. Der schroffe Sockel dieses Bergkammes gegen die Val del Monte besteht aus feinkörnigem, quarzreichem, zweiglimmerigem (Biotit wiegt vor), plattig brechendem Gneis, der in sehr gleichmäßiger Entwicklung von Cogolo an Pejo vorbei längs dem Fuße des Gebirges bis in die Val Montozzo und zur Landesgrenze zu verfolgen ist. Er ist stellenweise hornblendeführend (mikroskopisch). Er hat eine Mächtigkeit von 1000 bis 1500 *m* und tritt sehr deutlich in der Oberflächenform des Gebirges hervor, indem gerade an seinem oberen Rande die sehr steile Neigung des felsigen Gehänges, das sich vom Noce herauf aufbaut, aufhört und die flacheren Hänge und die Almböden beginnen, wobei an den Taleinschnitten der Rand als unterste Karschwelle von der Glazialerosion herausgearbeitet erscheint.

Auf diesen Gneisen liegt eine etwa 300—400 *m* mächtige Serie quarzitischer Gesteine. Es sind da hellgraue oder grünlichgraue, sehr feinkörnige, dickbankige Quarzite, dann dünnschiefrige, muskovithaltige Quarzitschiefer von grauer oder rostroter Farbe, ferner ganz dunkelgraue und schwarze Schiefer und endlich äußerst feinkörnige, weißlichgelbe, dünnplattige Schichten, alle in mehrfachem Wechsel ohne regelmäßige Reihenfolge. Im Hangenden schieben sich dann zwischen die Quarzite zweiglimmerige Gneise ein, ähnlich denen im Liegenden, aber sie wechsellagern immer noch mit quarzitischen Gesteinen, besonders graugrünen feinkörnigen Quarziten, und serizitisch-quarzitischen Schiefern. In dieser oberen Abteilung, selten auch in den tieferen Quarzitschiefern treten oft kleine Lager von dünnbankigen bis schiefrigen grauen kristallinischen Kalken auf, zum Beispiel zwischen Val Coni und Malga di Comasine. Bei den Laghettis nördlich der Punta Albiolo (gegen Val Montozzo hinab) treten dunkelgraue, fast dichte Kalke auf, die manchmal in Menge Einschlüsse von Quarz und scharfkantigen Schieferstückchen enthalten, so daß stellenweise eine Art Breccie daraus hervorgeht. Sie gehen dann in stahlgraue Phyllite über; diese und die Kalke wechsellagern aber auch mit zweiglimmerigen Gneisen, die nach oben zu herrschend werden. Die Glimmergneise in dieser oberen Abteilung nehmen gegen Osten sehr zu an Menge und sind hier vorherrschend, während gegen Westen zu die quarzitischen und serizitischen Gesteine stärker hervortreten. Die untere fast rein quarzitische Abteilung ist viel gleichmäßiger längs der ganzen Bergkette hin ausgebildet. Beide zusammen nehmen den Raum von den untersten Karschwellen bis zum Kamm hinauf und diesen selbst, von der Cima Boai abgesehen, ein; beide zusammen sind dadurch ungefähr gleich mächtig wie die liegenden Gneise. Gegen Westen tritt diese ganze Serie in voller Entfaltung auf das italienische Gebiet über; gegen Osten aber tritt ein rascher Übergang in die Phyllitgneisausbildung ein; während am Gehänge westlich von Cogolo noch Gneise der Basis sowie die darüberliegenden quarzigen Gesteine gleichwie weiter westlich entwickelt sind, machen die quarzreichen feinkörnigen Gneise von Pejo am Gehänge östlich über Cogolo zum größeren Teile Phyllitgneisen und Übergangstypen zwischen ihnen und jenen Gneisen Platz; die untere Quarzitgruppe zieht aber mit verminderter Mächtigkeit bis zum Cercenapaß hinauf und noch darüber hinaus, hauptsächlich vertreten durch schwarze, grauwackenähnliche, dichte Quarzite im Gehänge ober Cogolo und durch die rostfarbenen, glimmerigen Quarzitschiefer am Cercenapaß. Ihre Fortsetzung bilden die auf Cima Vedrigan Ganani liegenden gleichgearteten Quarzitschiefer, die sich, eine kleine Mulde bildend, längs dem Kamme zwischen Val Maleda und Val Cercena noch ein Stück weit gegen Osten fortverfolgen lassen.

Ein besonderes Interesse unter diesen quarzitischen Gesteinen beanspruchen die schwarzen Schiefer. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß es einerseits durchweg sehr feldspatreiche Gesteine sind und daß anderseits manche derselben eine deutlich primärklastische Struktur besitzen. Eine Anzahl Proben solcher schwarzer Gesteine erwies sich zwar so stark kataklastisch, daß die primäre Struktur

gänzlich verdeckt ist. Eine Probe aber aus den dichten schwarzen Schiefern zwischen Val Comegiolo und Val alta zeigt deutlich primär klastische Struktur. In einer Grundmasse aus Muskovitschüppchen und wahrscheinlich feinsten Quarz- und Feldspatkörnern, die meist ganz dicht mit feinstem schwarzen Pulver imprägniert ist, liegen eckige, oft kantengerundete Bruchstücke von Quarz- und Feldspatkörnern. Von beiden sind auch sehr große Körner im Gestein eingeschlossen, die schon makroskopisch hervortreten. Auch dieses Gestein ist kataklastisch. Die Feldspate sind stark zersetzt. Die schwarze Imprägnation zeigt stellenweise bläuliche Reflexionsfarben. In *HCl* löste sich aus dem Gesteinspulver ein Teil der schwarzen Substanz und es fällt aus der Lösung mit Ammoniak viel Eisen, aber auch etwas Tonerde. In Verein mit dem optischen Bilde läßt dies auf Magnetit schließen, der vielleicht mit löslicher Tonerde vermengt ist. Der noch dunkelgraue Rückstand von der Salzsäurelösung wird durch Glühen rein weiß; es ist also außer dem Erz auch noch, und zwar wahrscheinlich in großer Menge, graphitische Substanz vorhanden.

Das Gestein hat nach Zusammensetzung und Struktur also den Charakter einer Grauwacke und ein Vergleich mit Schliffen von böhmischen kambrischen Grauwacken bestätigte dies.

Eine Probe von dem dunkelgrünen dichten Gesteine am Übergang der Kalke zu den Schiefern bei den Laghettis nördlich Punta. Albiolo läßt auch noch die klastische Struktur erkennen, einzelne isolierte feinschiefrige Partien dürften wahrscheinlich den makroskopisch sichtbaren Schieferstückchen entsprechen, die im Gestein stecken, wenngleich sie auch im Dünnschliffe nicht absolut sicher als solche nachweisbar sind; denn das Gestein ist weit mehr zersetzt, als das von Val Comegiolo und auch stärker kataklastisch. Man erkennt noch Bestandteile zwillingslamellierter Feldspate und solcher ohne dieser Streifung, dann rundliche Quarzbrocken, die teilweise aus feineren, schiefrig geordneten Körnchen sich zusammensetzen, Titanit und lagenweise angereichert Calcit. Proben eines feinschiefrigen schwarzen Gesteines von demselben Ort sowie eines mehr massigen, dichten, schwarzen Gesteines vom Gehänge ober Cogolo ließen auch Spuren der klastischen Struktur erkennen, indem auch größere Quarz- und Feldspatstückchen in einer feinen körnigen Kittmasse liegen; der größte Teil dieser Gesteine ist aber so zersetzt und so äußerst feinkörnig, daß sie bei gekreuzten Nikols fast ganz dunkel bleiben und eine genauere Untersuchung nicht möglich ist.

Man wird diese schwarzen dichten Gesteine jedenfalls am ehesten alle als teils schiefrige, teils mehr massige Grauwacken bezeichnen können.

In den Quarziten am Monte Macaoni, besonders aber auch weiter westlich treten Lagen eines schmutzigweißen, sehr feinkörnigen und mehr weniger massig struierten Gesteines auf. Im Dünnschliff sieht man ein richtungslos körniges Gemenge von Quarz und Feldspat, und zwar Orthoklas, ganz wenig Mikroklin und Oligoklas. Die Bestandteile sind intensiv ineinandergepreßt; an den Grenzen derselben hat sich oft Mörtelstruktur ausgebildet, die Feldspatlamellen sind verbogen, die Auslöschung ist undulös. Die Zusammensetzung läßt vermuten, daß es

sich um aplitische Lagergänge handelt; durchgreifende Lagerung oder Kontakterscheinungen wurden an diesen Gesteinen nicht beobachtet.

Die phyllitischen grauen Schiefer, die bei den obengenannten Laghettis sowie am Hauptkamm beim Monte Palu auftreten, nähern sich petrographisch schon sehr den Quarzphylliten. Immerhin ist die Struktur noch etwas weniger phyllitisch, der Glimmer, der zu sehr großem Teile aus Biotit besteht, etwas mehr individualisiert und außerdem tritt auch einiger Plagioklas in augenartig hervortretenden Körnern auf.

An dem Kamme zwischen Val Verniana und Val Saviana treten die obersten Schichten der Pejoserie auf die Südseite des Gebirges über infolge von Verwerfungen parallel dem Verlaufe dieser Täler. Sie sind hier teilweise stark mit Pegmatit durchädert und erhalten dadurch ein etwas abweichendes höher kristallinisches Aussehen.

Die südlichen Seitenkämme der Tonalegruppe sowie die dazwischenliegenden Täler liegen in zweiglimmerigen, phyllitischen Gneisen, die aber durch die stellenweise Durchtränkung mit pegmatitischem Magma ein glimmerschieferähnliches Aussehen erhalten haben. In welchem Altersverhältnis diese Gneise zu der quarzitischen Serie von Pejo stehen, ist nun nicht sicher anzugeben. Im westlichen Teile der Gruppe, in der Val Albiolo und Val Nambiolo liegen sie auf dieser, am Redival aber bilden sie eine selbständige Antiklinale und nur ein kleiner Teil liegt noch auf den quarzitischen Gneisen, beide zusammen hier den Nordflügel zu der Mulde nördlich der Redivalaufwölbung bildend. Im Nocetal bei Comasine liegen sie wieder gleichmäßig in ihrer ganzen Masse auf den Quarziten. Das wahrscheinlichste ist, daß nur jener kleine Teil wie am Redival und ober den Laghettis im Hangenden der Quarzitserie ist, die anderen aber Äquivalente derselben sind und wo sie zur Gänze konkordant aufliegen, vollständig zusammengefaltet sind, so daß dergestalt wieder die Phyllitgneisentwicklung hier zum Vorschein kommt. Diese phyllitischen Gneise hier sind ausgezeichnet und unterscheiden sich dadurch von dem Phyllitgneisdistrikt nördlich des Noce durch die Einlagerung ausgedehnter und teilweise sehr mächtiger Marmorlager. Es sind dies hochkristallinische Kalke, bankig bis schiefrig, von meist weißer Farbe, seltener grau, die fast immer in Menge Glimmer enthalten, häufig auch Strahlstein sowie Pyrit. Besonders schön entwickelt sind sie nördlich des Tonalepasses, wo sie an der Cima Cady eine Mächtigkeit von ungefähr 200 *m* erreichen. Mehrere sehr ausgedehnte, aber viel weniger mächtige Lager ziehen als Fortsetzung — ob in unmittelbarem Zusammenhang mit jenem ist wegen des Diluviums nicht zu sehen — am Monte Tonale hin bis in die Val di Strino. Alle diese Kalke sind mit den Schiefern in innigem syngenetischen Verband; am Rande großer Kalklager findet mehrfache Wechsellagerung von schmächtigen Kalk-, beziehungsweise Schieferlagen statt; nach beiden Seiten hin keilen die großen und kleinen Lagen durch Abnehmen der Mächtigkeit in den Schiefern aus. Die Annahme, daß es sich um eingefaltete jüngere Kalke handelt wird durch diese Lagerungs- und Übergangsverhältnisse unmöglich gemacht, die Kalke sind jedenfalls gleich alt wie die ganzen Schiefergneise dieser Berge.



Salomon[1]) vermutet, daß diese ganze Gneismarmorserie, welche er als „Tonaleschiefer“ bezeichnet, vielleicht eine „eingebrochene oder eingefaltete, vielleicht dynamometamorph veränderte Zone von Trias und älteren Bildungen“ sei, weil er bei Cortena, am Monte Padrio, in der Fortsetzung der Tonalegesteine, Kalk gefunden hat, der dem sogenannten Zellendolomit der lombardischen Trias petrographisch gleich ist, und weil sich diese verlängerte Tonalezone bis ins Veltlin hinüberzieht und im Streichen der metamorphen Triasschollen des unteren Veltlin liegt. Es scheint mir, daß diese bloße petrographische Analogie bei einem Kalk denn doch ein viel zu schwacher Anhalt ist, um solche Folgerungen aufzustellen, zudem bei einer so weiten Entfernung im Streichen sehr wohl auch im Streichen an einer Stelle jüngere Schichten eingefaltet sein können, ohne daß sich diese Einfaltung auf die ganze so weit ausgedehnte Strecke von Sulzberg bis ins untere Veltlin zu erstrecken braucht.

Es erscheint mir doch sicherer, die Übereinstimmung und den Verband der diese Kalke umschließenden Schiefer mit den kristallinischen Schiefern der anderen Teile der Ortlergruppe als Maßstab zu wählen, als eine so sehr in der Luft hängende Vermutung. Eher könnte man diese Gesteinsserie den „Laaser Schichten“, das heißt der Schieferserie, in welche die Laaser Marmore eingebettet sind, in Parallele setzen, mit denen jene durch das Vorkommen so großer Marmorlagen übereinstimmen. Setzt man sie diesen Laaser Schichten gleich, so würde diese Gesteinsgruppe eine Mittelstellung zwischen Gneis und Phyllit einnehmen — soweit ich es nach dem derzeitigen Stand meiner Untersuchung der Laaser Gruppe sagen kann. Jedoch sind die den Laaser Marmor begleitenden Schiefer durchaus nicht von dieser konstant gneisigen Art wie die am Tonale, sondern, abgesehen von dem starken Fluktuieren des Gesteinscharakters der Laaser Schichten, überwiegen dort phyllit- und glimmerschieferartige Typen (Staurolithschiefer sehr häufig, die hier gar nicht vorkommen). Die meiste Ähnlichkeit damit haben die kalkführenden Gneise des Marlingerjoches und der höheren Teile des nördlichen Gehänges des Vintschgau—Ultener Kammes, die ja auch den hangendsten Gneishorizonten angehören.

Kristallinische Kalke kommen eben in verschiedenen Horizonten der kristallinischen Schiefer vor — in unserem Gebiete zum Beispiel auch in den Phylliten — und bilden daher keinen charakteristischen Bestandteil einer Serie. Noch weniger gilt dies von den Pegmatiten, die gern in ganz auffallender Weise gerade in diesen kalkführenden Horizonten häufig auftreten, so daß Kalk, Pegmatit und meistens auch Amphibolit eine weithin zusammenhaltende Gruppe bilden; aber es liegt in dem Charakter des Pegmatits als Intrusivgestein, daß er sich nicht an ein einziges Niveau hält, sondern in allen auftreten kann, die älter als seine Intrusion sind, und tatsächlich tritt er ja auch nicht bloß in diesen kalkführenden Horizonten auf, sondern auch über und unter ihnen. Übrigens sind gerade die Laaser Marmore und Schiefer sehr

[1]) Salomon. Über neue geol. Aufnahmen in der Adamellogruppe. Sitzungsber. der Berliner Akademie. VIII, 1901, pag. 170.

arm an Pegmatitgängen (mit Ausnahme des verschwindend kleinen Areals bei Tarsch).

Die Marmore der Val Albiolo und Val di Strino wurden von Foullon[1]) nach dem von Stache gesammelten Material beschrieben. Von den von Foullon in diesen Marmoren gefundenen Silikaten verdanken die Augite und Granaten ihre Entstehung der Kontaktmetamorphose an pegmatischen Gängen, wie der Verfasser[2]) anderen Ortes gezeigt hat.

Zu den dort gemachten Angaben über Metamorphose der Kalke ist hier noch etwas nachzutragen. Es wurde dort angegeben, daß die Kalke der Cima Cady am Kontakt mit den Pegmatiten keine Änderung zeigen. Eine genauere Untersuchung des Materials zeigte nun, daß bei einzelnen der in diesen Marmoren steckenden Pegmatitgängen doch eine Kontaktzone vorhanden ist. Es wurde ein massiger, feinkörniger Kontaktfels gefunden, der aus (im Dünnschliff) blaßgrünen Pyroxen (Salit) und Feldspat neben Titanit und Quarz besteht und sehr deutliche Kontaktstruktur zeigt. Dieser Gesteinstypus wird auch von Foullon beschrieben. Ferner steht am Kamme der Cima Cady, auf deren östlichem Vorgipfel Pegmatit ansteht, ein Gestein von schwach schiefriger Struktur an, das nur wenig Calcit noch enthält, sonst aber aus Lagen von Wollastonit und solchen von Plagioklas (Andesin-Labrador) besteht. Der Wollastonit wurde bestimmt durch die Lage der Achsenebene quer zur Spaltbarkeit in einem gerade auslöschenden Schnitte, ferner aber durch die chemische Probe; nach Entfernung des Calcits mit Essigsäure ließ sich aus der salzsauren Lösung Kalk und Kieselsäure in der Zusammensetzung des Wollastonits entsprechenden Mengen fällen. Makroskopisch ist er schmal leistenförmig, stets in größerer Anzahl zu schiefrigen, faserigen Aggregaten vereint und von blaßgrünlichgrauer Farbe. Das Gestein enthält auch ziemlich viel Pyrit, der allerdings in diesem Marmor der Cima Cady durchaus häufig auftritt. Die Wollastonitausbildung wurde nur an dieser einen Stelle beobachtet; der herrschende Typus sind die Pyroxenfeldspat und Granat führenden Kontaktgesteine. Gleiche, nur aus Salit und Feldspat im wesentlichen bestehende Hornfelse wie der oben beschriebene treten auch im Val di Strino mehrfach auf. In den Kalken ober dem Baito an der westlichen Tallehne beobachtete ich an einer Stelle eine Zonenfolge von der Art, daß zunächst am Pegmatit ein dichter Kalksilikatfels (mit Pyroxen und Granat) war und dann der äußerlich dioritähnlich aussehende Pyroxen-Feldspatfels folgte, beide von sehr geringer Mächtigkeit, doch nur an der einen Seite des Ganges, die von kleinen Adern von Pegmatit quer durchzogen war; an der anderen Seite folgte auf den Kalksilikatfels ein Kalk mit vereinzelten Granaten und Pyroxenen.

Vereinzelte kleinere Lagen ähnlicher, aber weniger silikatreicher Marmore finden sich in diesen Phyllitgneisen hin und hin, so am Monte Mezzolo und an der Cima di Boai. Diese Kalke dienen auch

---

[1]) Foullon. Über Minerale führende Kalke aus dem Val Albiolo in Südtirol. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 146.

[2]) Hammer. Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 345.

als Leithorizont, mittels welchem man diese lokale Phyllitgneisserie noch über den Noce hinüber zum Cercenapaß hinauf verfolgen kann — hier sind die Gneise durch gemeine zweiglimmerige Gneise vertreten — und durch das Cercenatal hinab an dem Nordfuße des Polinar vorbei über dem Bad Rabbi weg bis gegen das Dorf Rabbi hin. Hier haben die Gneise wieder phyllitischen Habitus.

Sehr verändert werden diese Phyllitgneise auf viele Flächen hin durch die schon obenerwähnte Durchtränkung mit Pegmatit. Ich habe in der früher angeführten Arbeit diese Veränderungen beschrieben, die den Phyllitgneisen ein glimmerschieferähnliches Aussehen geben, allerdings von sehr unbeständigem flackernden Charakter. Es ist gerade dieser Zug der Phyllitgneise, in dem sie am meisten vorkommen. In der Quarzitserie sind sie nur in den an die Phyllitgneise angrenzenden Strichen zu sehen. Sie begleiten auch diese Phyllitgneiszone über den Cercenapaß hinüber und bis Rabbi, zusammen mit gleichfalls gerade hier auftretenden Marmoren eine charaktische Gesellschaft bildend. Gegenüber den quarzreichen Gneisen mag diese Lokalisierung der Pegmatite in einer leichteren Aufblätterbarkeit der Phyllitgneise ihren Grund haben; auf der Linie Rabbi—Cercena—Cogolo aber liegt vielleicht auch eine Zone besonders starker tektonischer Inanspruchnahme vor, weil man hier hin und hin in den Schiefergneisen Lagen findet, die, in flache Schelpern zerlegt, mit Rutschflächen durchzogen und serizitisiert sind, also alle Zeichen starker mechanischer Inanspruchnahme zeigen. Die Bewegung hat auch nach der Intrusion an dieser Linie fortgedauert, da außerdem auch die Pegmatite selbst oft Druckschieferung angenommen haben. Im übrigen gründet sich die örtliche Verteilung der Pegmatite aber gewiß zum Teil auch auf die örtliche Lage des Tiefenherdes, aus dem das Magma kommt. Bei den Kalken ermöglicht es die leichtere Zerklüftbarkeit in verschiedenen Richtungen, daß hier öfter durchbrechende Lagerung und überhaupt intensives gegenseitiges Ineinandergreifen der beiden Gesteine auftritt; vielleicht, daß durch die ungleiche Härte und Elastizität der Kalke und Schiefer in solchen vielfach zwischen beiden Gesteinsarten wechselnden Komplexen besonders starke Spaltöffnungen aufbrechen bei der Gebirgsbildung und sich dadurch das häufige Zusammenvorkommen beider erklären ließe; dieses Zusammenvorkommen ist ja auch im Vintschgau—Ultener Kamme zu sehen und auch in anderen kristallinischen Gebieten, zum Beispiel in Böhmen [1]), hervorgehoben worden.

Als eine vereinzelte Einlagerung in den Gesteinen der Südseite der Tonalegruppe ist das Vorkommen von Olivinfels an dem Kamme zwischen Val di Strino und Val Albiolo zu erwähnen. An dem von Punkt 2846 *m* gegen Val di Strino vorspringenden Bergeck treten zwei Linsen von Olivinfels auf. Das Gestein ist ein Amphibololivinfels, ähnlich dem vom Sass dell' Anel bei Malè [2]). Der Hornblendegehalt wechselt zonar; so ist eine Randzone mit sehr vielen, aber ganz kleinen Strahlsteinnädelchen vorhanden. Am Ostrande zieht eine Ver-

[1]) Fr. E. Suess. Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien 1903.

[2]) Hammer. Olivinfelse aus Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Jenaische Zeitschr. f. N., Bd. 72.

rutschungszone querüber, an der das Gestein zu talkig-serpentinischem Schiefer umgewandelt ist. Der nächstbenachbarte Gneis ist zweiglimmerig, feinkörnig und glimmerarm.

Ober Comasine, im Nordwestgehänge der Cima Boai enthalten die Phyllitgneise ein beträchtliches Erzlager, das bis Mitte des 19. Jahrhunderts eifrig abgebaut wurde [1]), seither aber tot liegt. Die tiefer gelegenen Erzlager befinden sich auf der Malga Goggia und nördlich derselben und wurden dort mittels zahlreicher Stollen abgebaut. Die Stollen sind gänzlich verfallen; am Tage steht von weißem Marmor beiderseits umgeben eine aus grobkörnigem kristallinischen Ankerit und spärlichen dunklen Glimmerblättchen bestehende Schicht an. Besser ist die ganze Art des Vorkommens in den ober der Waldgrenze in der Val Gardene an der Schwelle des unter der Cima Boai befindlichen Kars gelegenen Gruben zu sehen. Der Abbau wurde hier ersichtlich als Tagbau betrieben; Ruinen einstiger Baulichkeiten stehen dicht neben den Aufschürfungen. Das Schichtstreichen ist hier nahe NS bis NNW—SSO, das Einfallen sehr steil nach W gerichtet. Das Profil von W nach O ergibt der Reihe nach: Schiefergneis, der dicht durchadert ist mit pegmatitisch-granitischen Injektionen; unter ihm liegt Marmor von geringer Mächtigkeit, der nach unten übergeht in ein Lager desselben Ankeritgesteines wie bei Malga Goggia. Es ist grobkörnig, kristallinisch und gelb gefärbt; im Dünnschliff zeigt das Gestein Mörtelstruktur und Verbiegungen der Lamellen des Karbonats. Neben dem Ankerit ist ein makroskopisch dunkelbrauner, im Dünnschliff blaßgrünlicher Glimmer spärlich in sehr kleinen Schüppchen im Gesteine verteilt; außerdem enthält es etwas Pyrit und lokal treten auch Kristalle von smaragdgrüner Hornblende bis zu 6 *mm* Länge auf. Nach wenigen Metern nimmt der Pyrit rasch an Menge zu und es folgt eine Schicht, die aus Pyrit, Magnetit und Ankerit, erstere beide an Menge vorwaltend, besteht. Sie ist auf ein paar Meter Mächtigkeit aufgeschlossen. Das Liegende ist durch Schutt und Vegetation verdeckt.

Die Aufschürfungen reichen im Streichen etwa 50 *m* weit. Die Nachbarschaft der pegmatitischen Injektionen — auch auf Malga Goggia treten Gänge von Pegmatit auf — läßt vermuten, daß der Magnetit und Pyrit durch die Einwirkung des Pegmatits auf Ankerit entstanden ist, wie derartige Bildungen von Magnetitlagern durch Kontaktmetamorphose ja von verschiedenen Orten bekannt sind [2]).

Von gleicher Art ist das Erzvorkommen der alten Grube Ronco auf der gegenüberliegenden Talseite ober Celedizzo.

Diese Phyllitgneise der Südseite der Tonalegruppe überschreiten zwischen Cogolo und Fucine des Nocetal, bilden die Gehänge ober Celentino und gehen dann im Hochtale des Lago Cadinel in die zweiglimmerigen Gneise über, welche im wesentlichen die Berggruppe zwischen Cercenatal, Rabbital und Nocetal von Malè bis Cogolo bilden. So einförmig der größte Teil dieser Gruppe, nämlich deren Haupt-

[1]) Hauer und Foetterle. Übersicht der Bergbaue der österr.-ungar. Monarchie. Wien 1855.

[2]) Klockmann. Über kontaktmetamorphe Magnetitlagerstätten etc. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1904, pag. 73.



kamm und Südhänge, landschaftlich ist mit seinen endlosen flachen Almhängen und seinen ausgedehnten Wäldern, so gleichförmig sind auch die Gesteine seines Baues; dort, wo größere Mannigfaltigkeit im Bilde ist, in der Gegend des Lago rotondo und Monte Polinar, dort ist auch im Bau mehr Abwechslung; das letztere veranlaßt eben gutenteils das erstere. Diese zweiglimmerigen Gneise entsprechen den im südlichen Ultener Hauptkamme herrschenden Gneisen, mit denen sie über das Rabbital weg in direkter Verbindung stehen. Ihre Ausbildung ist aber eine etwas andere als die der typischen Ultener Gneise, und ist bereits am Ostgehänge ober Rabbi entfaltet und seinerzeit bei der Beschreibung der Ultener Berge angeführt worden [1]). Dort vollzieht sich eben der Übergang. Diese Gneise haben im ganzen ein mehr glimmerschieferähnliches Aussehen und nur das Auftreten des Feldspates als wesentlicher Bestandteil berechtigt ihre Einreihung zu den Gneisen; man kann sie daher als Gneisglimmerschiefer bezeichnen.

Es sind hochkristallinische Schiefer von weithin gleichbleibender Zusammensetzung und Struktur: mittelkörnig, reich an Glimmer, der in großen (1—4 *mm*) selbständigen Täfelchen entwickelt ist, Biotit und Muskovit, ohne Einordnung ausgedehntere Glimmerlagen, aber durchaus parallel geordnet, oft zu kleineren Flasern und Flecken vereint. Im Querbruch tritt Quarz und Feldspat in körnigem Gemenge mehr hervor als der Glimmer. Als Übergemengteile beobachtete ich unter Passo di Camucina, bei Malga Grassi und an anderen Orten Cyanit und Granat. Natürlich treten auch bei diesen Gneisen stellenweise wieder Formen auf, die durch ihren geringeren Glimmergehalt und etwas feineres Korn den typischen Ultener Gneisen gleich sind und einen rein gneisigen Habitus haben, so an der Cima grande und einzelnen anderen Stellen des Hauptkammes. Die mikroskopische Untersuchung gibt wenig Neues gegenüber dem makroskopischen Befunde: kristalloblastische Struktur, Biotit waltet vor gegenüber Muskovit, unter den Feldspaten sind Orthoklas und saure Plagioklase vertreten. Die Ähnlichkeit mit den Gneisen von Rabbi wird durch das Vorkommen von Sillimanit erhöht. Außerdem treten akzessorisch Granat, Apatit, Disthen, Staurolith, Zirkon auf. In den tieferen südlichen Gehängen schalten sich häufigere Phyllitgneise zwischen die anderen Gneise ein. Die petrographische und geologische Gleichförmigkeit wird noch gefördert durch den fast gänzlichen Mangel von Einlagerungen anderer Gesteine. Keine Kalklager treten auf, nur Amphibolite sind im östlichen und nördlichen Teile zu finden; außerdem aber die Granite des Mt. Polinar, über die unten gesprochen werden wird.

Diese Gneise lagern bei Cogolo und am Cercenapaß auf der Quarzitserie, entsprechend den Phyllitgneisen von Comasine, in die sie übergehen. Im Nordosten und Osten ist das Verhältnis zu den anderen Schichten durch Störungen verwischt.

Die dritte Fazies der Gneise endlich ist die des typischen

[1]) Hammer. Die kristallinischen Alpen des Ultentales. I. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 111.

Phyllitgneises, die ebenso wie die vorgehende sich durch gleichförmige Ausdehnung über weite Strecken hin auszeichnet. Sie breitet sich nördlich des Noce von seinem Ursprunge bis Cogolo und nördlich des Cercenatales aus. Die Phyllitgneise sind wie in den Ultener Gebirgen Gesteine von der Zusammensetzung eines Gneises und einer Struktur, analog der der Phyllite. Im Hangenden, an der Grenze gegen die Phyllite treten fast durchgehends Quarzite auf, wie dies schon vom Gleckkamm anderen Ortes beschrieben wurde, den Übergang zu den Phylliten vermittelnd. Auffallend ist der feinstkörnige, baukige, graue Quarzit vom Monte Mandriole, der dicht durchschwärmt ist von mikroskopisch kleinen Turmalinkriställchen, die alle nach der Schichtungsebene geordnet sind. Es wäre möglich, daß die in der Nähe befindlichen Lagergranite eine Kontaktwirkung ausgeübt hätten; aber es ist keinerlei Kontaktstruktur vorhanden.

Einlagerungen von Amphiboliten und Pegmatiten treten selten auf, erstere im Rabbitale an der Mündung der Val Maleda, letztere im Val della Mare, unterhalb Torbi. Kalke sind nicht zur Ablagerung gekommen.

In dem Kamme zwischen Rabbital und Val della Mare erscheinen die Phyllitgneise als äquivalent der Quarzitserie, indem die Decke des Granitstockes der Cima Verdignana im südlichen Teile (an der Cima Vedrignan Ganani und am Cercenapaß) noch aus quarzitischen Schiefern jener Serie, im nördlichen Teile, am Passo Verdignana aber aus Phyllitgneisen besteht; bei ihrer großen Mächtigkeit über und unter diesem Granitstocke aber scheint es, daß sie nach beiden Richtungen noch über den Horizont der Quarzitserie hinausragen. Die Quarzite an der Basis der Phyllite sind jedenfalls jünger als die Quarzite der Tornalegruppe, nur in dem Gehänge nördlich ober dem Bade Rabbi reicht die quarzreiche Ausbildung der Schiefer bedeutend tiefer hinab in die Phyllitgneise als an anderen Orten und dieser kleine Faziesbereich mag eventuell bis in das Niveau der Pejoquarzite hinabreichen, die ja auch an dem Kamme des Monte Villar bis ins Rabbital, an der jenen quarzreichen Phyllitgneisen ober Bad Rabbi gegenüberliegenden Talseite reichen und so gewissermaßen eine Brücke der zwei Quarzitfazies darstellen. In Val del Monte liegen die quarzreichen Gneise von Pejo anscheinend auf den Phyllitgneisen des Hauptkammes, doch ist es ziemlich wahrscheinlich, daß hier eine Bruchlinie beide trennt.

Die in den Gneisen liegenden Amphibolite sind trotz gewisser makroskopischer Verschiedenheiten mikroskopisch sehr einheitlich gebaut. Ihre Struktur ist die für Amphibolite charakteristische diablastische, der Gabbrostruktur gleichende. Makroskopisch haben sie meist Lagenstruktur oder Schieferung mit gleichmäßiger Verteilung der Elemente, doch treten auch solche von gleichmäßig rein körniger Struktur auf, zum Beizpiel am Lago Salezi. Die Hornblende schwankt in ihrer Färbung zwischen lauchgrünen und bräunlichgrünen Tönen. Zersetzung in Biotit, beziehungsweise Chlorit ist gelegentlich zu sehen; betreffs der Feldspate kann man eine Entwicklungsreihe zusammenstellen von solchen, bei denen die Feldspate noch frisch und dann zwillingsgestreifte Plagioklase (Oligoklas bis Labrador)

sind, neben wenig ungestreiftem Feldspat, der wahrscheinlich Orthoklas ist, zu solchen, bei denen ein Zerfall der Plagioklase in Zoisit und Albit eingetreten ist. An der Hornblende sind keinerlei Veränderungen oder Entwicklungsstadien zu bemerken, die auf eine Metamorphose aus einem anderen Mineral schließen ließen. Es bleibt daher dahingestellt, welcher Art das Magma war, aus dem sie sich gebildet haben; es ist auch der eruptive und intrusive Charakter hier nicht nachweisbar, der Gesteinscharakter verweist aber eher auf eine eruptive, beziehungsweise intrusive als auf eine sedimentäre Bildung. Eigentümlich sind ganz kleine Lagen von Amphibolit in dem Marmor der Cima Cady. Ich beobachtete eines von 1—2 *dm* Mächtigkeit, konkordant zwischen den Marmorschichten liegend. Es stecken aber sicher noch mehrere derartige Amphibolite in diesen Marmoren wegen der vereinzelten Bruchstücke, die man am Fuße der Wände findet und die nicht von anderswo her transportiert sein können; bei dem genannten kleinen Lager hat sich noch zwischen Amphibolit und Kalk pegmatitisches Magma eingedrängt, ein paar Zentimeter dick, und ist auch apophysenartig in den Amphibolit eingedrungen. Im Dünnschliff ist die Grenze beider unscharf, der (glimmerfreie) Pegmatit greift vielfach in den Amphibolit ein, der am Rande wie aufgelöst in seine Teile ist, sonst aber keine Änderungen zeigt als ein etwas gröberes Korn am Rande. Kontaktwirkungen seitens der Amphibolite sind weder hier noch an dem anderen Vorkommen zu bemerken. Die größten Amphibolitlager sind das von Prelongo über Mezzana und das auf der Alpe Polinar, von denen jedes eine Längenerstreckung von ungefähr $2^1/_2$ *km* besitzt. Die anderen bei Coller im Rabbitale, Rocca della Lame, Cima Mezzana, Cusiano, am Cercenapasse, Malga Levi, Cima Boai, M. Mezzolo und an der Tonalestraße stehen alle an Ausdehnung bedeutend zurück gegen jene bis herab zu den ganz kleinen Lagern wie die der Cima Cady.

Die Gesteine der Gneisformation gehen im Hangenden allmählich über in die Phyllite. Wie schon oben bemerkt, sind es besonders Quarzite und quarzreiche Schiefer, welche den Übergang vermitteln. Mit ihnen wechsellagern rostfarbene Muskovitquarzitschiefer und über ihnen folgen die eigentlichen Phyllite, denen aber immer noch gelegentlich solche rostfarbene Schiefer zwischengeschaltet sind. Die Phyllite besitzen besonders im obersten Martelltal und im Madritschtal ausgesprochen den petrographischen Charakter der Quarzphyllite durch die Flasern, Knauern oder Lamellen von Quarz, die zwischen den Glimmerlagen und Flasern liegen. Gegen Süden zu läßt diese typische Ausbildung nach, der Quarz ist weniger und nicht so in dieser Form ausgeprägt. Das gleiche ist auch im Ultental und Rabbital der Fall. In dieser Ausbildung treten häufiger granatreiche Varietäten auf, doch ist dieser makroskopische Granatgehalt ein schwankender und fehlt auf weite Flächen hin vollständig. Stellenweise treten im Gebiete von Pejo in diesen Phylliten sehr feinkörnige, glimmerarme, granulitische Einlagerungen von gelblicher Farbe auf, ähnlich denen, die oben bei der Quarzitserie vom Monte Macaoni beschrieben wurden. Doch reichen diese Unterschiede zwischen Phylliten der Laaser Gruppe und denen der südlichen Täler nicht aus, um darauf eine strati-

graphische Gliederung zu bauen, zudem auch in der Tektonik kein Anhalt dafür besteht.

Im obersten Martelltale treten als Einlagerungen in den Phylliten Kalkglimmerschiefer, Bänderkalke und Marmore in großer Ausdehnung auf. Sie ziehen vom Zufrittspitz am unteren Rande der Gletscher herüber zum vorderen Rotspitz und von dort in besonders großer Mächtigkeit bis zum Zufallferner; an der anderen Talseite sind am Südhange des Muthspitz (zwischen Butzen- und Madritschtal) mehrere Lager von geringer Ausdehnung. Weiter talein bis zum Langenferner liegt ein ganzer Schwarm kleinster Lager in den Phylliten, bis beide zusammen unter den Eismassen verschwinden; die kleinen Kalklager am Eisseepaß und am Schrötterhorn zeigen aber, daß diese kalkreiche Zone sich unter den Fernern hin bis in die Val Cedeh und Val Zebru fortsetzt.

Die Phyllite bilden die ganzen vergletscherten Kämme des Gebirges vom Ultental an bis zur Sforcellina am Ursprunge des Noce; sie greifen auch auf die südlichen Kämme hinaus bis zum Saßfora ober Rabbi und bis zur Cima Pontevecchio zwischen Rabbital und Val della Mare und auch auf der Punta Ercavallo südlich des obersten Noce liegt noch eine kleine Kappe von Phylliten. Der Hintergrund des Martell und der Kamm gegen das Suldental liegt vollständig in den Phylliten. Ihre Mächtigkeit ist, soweit die tektonischen Verhältnisse eine Schätzung erlauben, eine sehr bedeutende, jedenfalls mindestens 1—2 *km*.

An dem Kamme vom Eisseespitz zum Butzenspitz treten im Phyllit Chloritschiefer auf. Sie befinden sich in mehrfacher Wechsellagerung mit den Phylliten und man kann drei verschiedene Gesteinsarten schon mit unbewaffnetem Auge unterscheiden: Chloritschiefer, Epidotchloritschiefer und einen im Aussehen mehr einem dichten Gneis sich nähernden grünlichen Schiefer.

Der Chloritschiefer steht an den Hängen der Madritschspitze gegen das Butzental an, von wo er über den Grat ins Madritschtal hinüberzieht. Er ist lichtgrünlich, seidenglänzend und feinschiefrig bis blättrig. Im Querbruch bemerkt man häufig weiße feinkörnige Lagen, die mit Salzsäure aufbrausen. Im Dünnschliff sieht man Chlorit, Quarz und Calcit in lagenweiser Verteilung. Der Chlorit ist nahezu farblos und zeigt graue Interferenzfarben; er besitzt eine geringe schiefe Auslöschung.

An demselben Gehänge treten auch die Epidotchloritschiefer auf, die sich über die Butzenspitze weg längs des Kammes zum Eisseespitz hin verfolgen lassen und auch im oberen Teile des vom Eisseespitz zur Schaubachhütte hinabführenden Strecknerweges mehrfach zu sehen sind. Es sind kräftig grüngefärbte, sehr feinkörnige Gesteine mit schiefriger Textur. Bei mikroskopischer Untersuchung findet man als Bestandteile Chlorit (Pennin), Quarz, Epidot und Calcit. Der Chlorit ist $\parallel c$ hellgrünlichgelb, normal dazu intensiv grün und zeigt dunkle, dunkelrotbraune Interferenzfarben; der Epidot ist auch im Dünnschliff kräftig gelbgefärbt. Der Calcit tritt lagenweise und vereinzelt im Gemenge auf. Der dritte dieser Schiefer besitzt einen gneisähnlichen Habitus bei grüngrauer Färbung. Auf den Schieferungs-

flächen sieht man äußerst feine glimmerige Aggregate glänzen. Im Querbruch ist das Gestein nahezu dicht und grau. Nach dem mikroskopischen Befunde ist es als Amphibolit zu bezeichnen; es besteht aus einem sauren Plagioklas und grüner splitteriger Hornblende, Umwandlungsprodukten (Biotit, Zoisit, Serizit) und Titanit (Leukoxen in wurmförmigen Aggregaten). Dieses Gestein ist besonders am Kamme von der Butzen- bis zur Eisseespitze anzutreffen.

Die Epidotchloritschiefer gleichen makroskopisch vollständig den Grünschiefern, die in der Val Zebru (ober Bormio) sowie an den Cime del Forno im Hangenden der Phyllite auftreten [1]). Mikroskopisch ist eine solche Gleichheit zwar nicht vorhanden, doch sind die beiderseitigen Gesteine immerhin nahe verwandt miteinander. Aus diesen Gründen und wegen des unmittelbaren geologischen Zusammenhanges beider Gebiete können wohl auch diese mit Chloritschiefern wechsellagernden Phyllite am Eisseespitzkamm als die hangendsten Teile der Phyllite angesehen werden. Eine direkte Verbindung mit den Grünschiefern der Cime dell Forno besteht nicht, da am Kamme Suldenspitz—Königsjoch, wo sie durchstreichen müßten, keine derartigen Gesteine vorkommen. Gleich weiter nördlich am Kamme der Marteller Vertainen (zwischen Madritschtal und Pedertal, bereits auf dem Blatte Glurns—Ortler liegend) treten ebenfalls Chloritschiefer im Phyllit auf. Beide Vorkommen können als Einfaltungen oder Hervortreten jüngerer Horizonte an Schuppungsflächen betrachtet werden. An den Vertainen wird dies noch wahrscheinlicher durch das Auftreten eines wohl einer jüngeren Schieferserie angehörenden Gipslagers in den Nordabhängen dieses Kammes.

In dem hier besprochenen Teile des Blattes Bormio—Tonale beteiligen sich auch verschiedene Eruptivgesteine am Aufbau. Es sind vor allem Granite als Intrusivlager, dann die schon oben erwähnten Pegmatite, ferner Diorite und Porphyrite.

Der Granit tritt durchweg als Intrusion auf, sei es in großen lakkolithähnlichen Intrusivmassen, sei es in kleinen Lagern. Die bedeutendste Granititmasse ist hier der Granitit der Cima Verdignana (Punkt 2938 *m* der Karte). Sie ist auch diejenige, deren Lagerung am besten sichtbar ist. Die Granitmasse liegt an dem steil aufragenden Kamme zwischen zwei tiefen Tälern, die bis unter die Basis des Granits in den Erdkörper einschneiden. Verfolgt man vom Cercenapasse den Kamm des Gebirges nach Norden, so betritt man bald nach Verlassen des flachen Paßsattels den Granit und klettert mit einer kurzen Unterbrechung an der Cima Ganani immer über Granit, bis man den Verdignanapaß (Punkt 2833 *m* der Karte) erreicht. In den beiderseitigen Flanken kann man den Granit einerseits im Val della Mare bis zur Malga Pontevecchio, anderseits in der Val Maleda bis in den Hintergrund des Tallaufes zur Isohypse 2300 *m* hinab verfolgen. In der Kartenprojektion nimmt der Granit ein Areal von rund 4 km^2 ein. Blickt man von der gegenüberliegenden Talseite der Val della Mare herüber, so sieht man sehr schön, wie am Verdignanapaß die Schiefer auf dem Granit liegen und nordwärts mit mittlerer Neigung

[1]) Hammer. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 320.



von ihm abfallen; ebenso aber sieht man auch, wie bei Pontevecchio die Schiefer in fast horizontalen Bänken unter dem Granit liegen. Beides entspricht auch den Beobachtungen an Ort und Stelle. Die Basisbänke können allerdings nicht unter den Granit hinein verfolgt werden, man sieht aber, wie die Granitgrenze sich ganz dem Fallen und Streichen der Schiefer entsprechend bewegt. Von Pontevecchio gegen Nordost zu fallen die Schiefer flach S unter den Granit ein; die Granitgrenze zieht sich von hier im Bogen hinauf zu den N fallenden Schichten der Decke. Verfolgt man die Grenze von Pontevecchio über die Alpe Verdignana zum Cercenapaß hinauf, so sieht man, daß die Schiefer unter dem Granit hier ein flaches Gewölbe bilden, und ganz dementsprechend steigt die Granitgrenze hinauf und dann wieder herab; in dem Gehänge westlich unter dem Cercenapaß keilt der Granit zwischen Decke und Basis aus. Am Cercenapaß selbst liegen die Schiefer S fallend als Decke darauf und an der Cima (Vedrignan) Ganani greift von Osten her die Decke als eine kleine, flache, lange Mulde zungenartig noch einmal bis auf den Hauptkamm über.

Es kann also mit großer Wahrscheinlichkeit eine lakkolithische Form der Intrusion angenommen werden, mit derselben Wahrscheinlichkeit wenigstens, mit der dies bei den anderen bestbekannten alpinen „Lakkolithen" angenommen wird, zum Beispiel wie bei dem Granatspitzlakkolith, dessen Basis ja auch nicht tatsächlich auf größere Distanz unter den Granit hinein verfolgt werden kann, sondern bei dem dies auch aus der Lagerung der umliegenden Schiefer, der an verschiedenen Stellen unmittelbar sichtbaren Auflagerung von Granit auf Schiefer sowie aus dem Verlaufe der Grenzlinien geschlossen wird [1]). Dieselben Belege liegen auch hier reichlich und gut sichtbar vor, nur hat hier keine solche Verzahnung stattgefunden wie beim Granatspitzkern. Nur an dem Absenker der Cima Vedrignana, der den Buso del diavolo im Norden begrenzt, stellt die dort vorhandene kleine Schieferdecke ein keilartiges Eindringen von Schiefer im Granit dar.

Der Verdignanalakkolith ist gleichzeitig mit seiner Intrusion oder nachträglich — dies läßt sich nicht entscheiden — aufgefaltet worden.

Petrographisch ist nicht die ganze Masse einheitlich gebaut, sondern es tritt neben dem Hauptgesteine noch eine Art Randfazies auf. Das Hauptgestein ist ein Biotitgranitit, der durch Streckung die Textur eines Stengelgneises oder — was weniger verbreitet ist — eine ebenschiefrige Textur angenommen hat. Das Gestein im großen bricht massig. Das Korn ist ein ziemlich feines. Als dunkler Bestandteil ist Biotit in sehr mäßiger Quantität vorhanden. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß unter den Feldspaten die Kalifeldspate stark überwiegen, und zwar ist neben Orthoklas besonders Mikroklin viel vorhanden. Die Gitterstruktur ist oft nur randlich entwickelt. Die Kalifeldspate sind meist noch ganz frisch, während der daneben vorhandene saure Plagioklas meist stark zersetzt ist. Quarz ist viel vorhanden; der Glimmer ist ausschließlich Biotit. Granat ist

[1]) Löwl. Der Granatspitzkern. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 615.



als Übergemengteil da, in kleinen Kriställchen, die sich oft in Reihen ordnen.

An der Basis des Granits, und zwar sowohl an der ganzen Westseite des Massivs von Pontevecchio bis zum Cercenpaß als auch an der Ostseite im Buso del diavolo und der Val Maleda tritt eine hornblendehaltige Abart auf in beträchtlicher Mächtigkeit. Der Habitus ist ein mehr gneisähnlicher, indem das Gestein stärker geschiefert ist und mehr Glimmer enthält. Der Gehalt an Hornblende und Glimmer ist aber ein wechselnder, insofern sich zwischen jene stark gneisähnlichen Lagen wieder solche mit mehr dem Hauptgesteine ähnlichen Aussehen einschieben. Der Übergang aus dem Hauptgesteine ist ein rascher. In den Dünnschliffen, die von der hornblendehaltigen Varietät gemacht wurden, sind die Feldspate durchaus stark zersetzt. Es hat sich Muskovit und Zoisit gebildet, welch letzterer auf eine stärkere Vertretung der Kalknatronfeldspate hinweist. Wo noch frische Feldspate zu sehen sind, sind es meistens Orthoklase; Plagioklas ist nur selten noch frisch zu sehen. Der Hornblendegehalt ist, wie schon oben bemerkt, verschieden; das einemal ist sehr viel Horndblende vorhanden und fast gar kein Glimmer, das anderemal überwiegt Biotit unter den farbigen Gemengteilen. Die Hornblende besitzt durchaus keine Idiomorphie, ihre Formen wie überhaupt die Struktur des Gesteines sind denen in den Amphiboliten gleich, ihre Färbung ist $\parallel a$ blaßlauchgrün, $\parallel b$ und sehr ähnlich $\parallel c$ kräftiglauchgrün. Quarz ist stets reichlich vorhanden und als Übergemengteil fehlt nie Titanit, seltener trifft man Granat.

Diese amphibolhaltige Fazies des Granitits entspricht der analogen Bildung am Kuppelwieser Granit (Ultentaler Alpen).

Kontaktwirkungen wurden bei diesem Granit nicht beobachtet.

Das nächstgrößte Granitvorkommen ist dann das des Monte Polinar südlich von Bad Rabbi. Die Lagerungsverhältnisse sind nicht so klar wie bei Verdignan. Es sind hier zwei mächtige Lager konkordant zwischen steil gestellten, beiderseits der Granite südwest-, beziehungsweise südfallenden Gneisen. Das eine Lager erstreckt sich von der Malga Camposecco unter dem Gipfel des Polinar durch bis zur unteren Malga Soprasasso; das zweite südlichere erstreckt sich von der Malga Tremenesca di sotto (im Cercenatal) über Da rocc bis zum Gambraikamm, beide nur durch einen sehr schmalen Streifen von Glimmergneis getrennt. Die Längserstreckung ist $2^1/_2$, beziehungsweise 3 *km*, die größte Mächtigkeit 800, beziehungsweise 1000 *m*. Nach den Seiten hin keilen sie zwischen den Schiefern rasch aus. Der Granit ist mittelkörnig, schwach schiefrig, meist glimmerarm. Der Glimmergehalt ist bezüglich seiner Qualität ein sehr ungleicher in den verschiedenen Teilen der Lager. Das südliche Lager von Da rocc geht gegen Osten in einen reinen Muskovitgranit über (auf der oberen Malga Soprasasso), während er im Westen zweiglimmerig ist; das nördliche Lager am Polinar ist bei Camposecco ein reiner Biotitgranit, während nahe dem Gipfel des Polinar wieder fast nur Muskovit auftritt. Der Feldspat ist im Polinargranit (Probe vom Gipfel) zum größten Teile Mikroklin, zum kleineren Oligoklas; in der Probe von Camposecco tritt mehr Plagioklas als am Polinar auf, der meiste

Teil des Feldspates ist aber gänzlich zersetzt und es lassen die Zersetzungsprodukte (Glimmer und Kaolin) auch hier auf Vorherrschaft des Kalifeldspates schließen. Von dem südlichen Granit wurden keine Schliffe angefertigt. Bei beiden ist mehrerenorts die Ausbildung einer besonders feinkörnigen Randfazies zu bemerken.

Ein noch kleineres Granitlager ist auf der Alpe Saent im oberen Rabbital, wo der Granit den unteren Teil der Wände bildet, welche diesen Talkessel von Saent im Westen umschließen. Es ist ein sehr stark flaserigschiefriger Granit, der Biotit und Muskovit enthält.

Endlich ist noch eine Anzahl ganz kleiner Granitlager zu erwähnen; es finden sich mehrere solche an der Cima Mandriole, an der Cima fratta secca und Cima Castello, ober dem Cornaccio, am Corno del morte, sämtliche in dem Südabhange, beziehungsweise Seitengraten des Hauptkammes ober Pejo; ferner am Ostkamme des Corno dei tre Signori, bei Fucine und mehrere ganz kleine bei Mezzana (an der Straße nach Piano und höher oben im Gehänge). Bei diesen letzteren wurde die Ausbildung von Turmalin in den anliegenden Gneisschichten beobachtet. Alle diese liegen in den Gneisen; im Phyllit wurden keine gefunden.

Schließlich ist noch der am Rande des Blattes hier hereinragende Biotitgranit von Valorz (bei Rabbi) zu erwähnen, der sich durch sein gröberes Korn von den anderen abhebt. Er ist undeutlich flaserig.

Als petrographisch sehr nahe verwandte Bildungen treten dann als Lager und Gänge in großer Menge Pegmatite auf. Da an anderer Stelle[1]) schon ausführlich diese Gesteine aus dieser Gegend besprochen wurden, so möge hier nur kurz erwähnt werden, daß sie als Muskovitpegmatite, glimmerfreie Pegmatite, Quarzgänge und Turmalinpegmatite entwickelt sind, daß sie meist konkordant in den Schiefern liegen in Lagen mit 50 *m* Mächtigkeit herab bis zu feinsten Adern; besonders reich an Pegmatiten ist die Tonalegruppe, in der besonders die feine Durchäderung der Schiefer zu beobachten ist; mächtige Lager treten im Val della Mare etwas taleinwärts von Cogolo auf und endlich ist noch eine pegmatitreiche Zone von Cogolo über den Cercenapaß und das gleichnamige Tal nach Rabbi zu verfolgen. Kontaktwirkungen treten nur in beschränktem Ausmaße und nicht durchweg auf.

Außer den Pegmatiten treten noch als Gänge, beziehungsweise kleine Stöcke Porphyrite und Diorit auf. Es ist besonders der Hintergrund des Ultentales, das Weißbrunnertal und die Gegend des großen Grünsees, welche solche Gesteine aufweisen. Die Porphyrite sind Hornblendeglimmerporphyrite; außerdem wurden zwei Gänge von Kersantit (Eggenspitz) gefunden. Auch betreffs dieser Gesteine kann auf eine frühere Veröffentlichung hingewiesen werden[2]). In dem ganzen Bereiche zwischen dem Hauptkamme (von Tresero bis Eggenspitz) und dem Noce wurden derartige Gänge nur an zwei Stellen

[1]) Hammer. Über die Pegmatite der Ortlergruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903.

[2]) Hammer. Porphyrite und Diorit der Ultentaler Alpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 65.

gefunden: ein Porphyritgang am Südhange des Monte Villar im Cercental und Bruchstücke eines solchen im mittleren Aste der Val Albiolo. Im Norden des Kartenblattes aber gehören das hinterste Martelltal und besonders der Ursprung des Suldentales zu den Hauptverbreitungsbezirken jener Porphyrite, die von Stache und John[1]) aus diesem Gebiete beschrieben wurden. Es ist das die Heimat der Suldenite und Ortlerite. Auf dem vorliegenden Kartenblatte fand ich solche Porphyrite auf den dem Eis entragenden Felskämmen, so einen Suldenitgang an der Butzenspitz, zwei an der Eisseespitze und einen am Ostkamme der Madritschspitze, ferner mehrere Porphyritgänge am Kreilspitz und den Dioritstock vom Königsjoch. Besonders bemerkenswert sind wegen der Rückschlüsse auf das Alter derselben die Porphyritgänge, die im triadischen Ortlerkalk auftreten. Ich habe anderenorts[2]) die Gänge an der Cima della Miniera beschrieben; in analoger Weise treten zahlreiche solche Gänge in den Wänden der Königsspitz auf (Mitscherkopf, Nordostgrat etc.). Eine nähere Untersuchung derselben hoffe ich kommenden Sommer durchführen zu können. Alles andere ist im Eis begraben, aber die häufigen Rollstücke in den Moränen erzählen von viel zahlreicheren solchen Gängen, die unter den Gletschern liegen müssen. Die von Stache beschriebenen Gänge am hinteren Grat liegen bereits im nördlich anstoßenden Kartenblatte.

Einen großen Teil der Oberfläche des Gebirges bedecken glaziale und postglaziale Ablagerungen. Zunächst sind es schon einmal die noch bestehenden Gletscher, die in dem Kartenblatte ein sehr großes Areal einnehmen, da der Hauptkamm stark vergletschert ist und mehrere sehr große Gletscher, nämlich den Suldenferner, Langen- und Zufallferner, die Vedretta la Mare und den Moosferner (Vedretta Careser) beherbergt (der Fornogletscher als der größte der Ortlergruppe liegt ganz auf italienischem Gebiete). Ihre Zungen sind umgeben von mächtigen Moränenwällen und die vorgelagerten alten Zungenbecken sind von ihren Gletscherbächen vollgeschüttet worden. Außerdem finden wir aber eine große Menge altglazialer Ablagerungen in den Tälern und an den jetzt nicht mehr vergletscherten Bergkämmen. In den Hochtälern, die noch Gletscher besitzen, also im oberen Val della Mare, im oberen Val del Monte, im oberen Rabbital und Martelltal sind altglaziale Ablagerungen fast nirgends liegen geblieben; überall bilden die glattgeschliffenen Felsen die Karschwellen und unteren Gehänge. Hinter jenen haben sich kleine Seen angesammelt, soweit nicht rezente Block- und Schuttfelder die glazialen Erosionsbecken erfüllen. Diese Talhintergründe, besonders im Val della Mare und Rabbital sowie im obersten Martelltal (Zufall) zeigen in ihrem ganzen Umkreise unverhüllt die glazialen Erosionsformen. Dagegen treten in den tieferen Tälern mächtige glaziale Materialanhäufungen auf.

Die Ortschaften Comasine, Celentino und Celedizzo liegen auf

---

[1]) Stache und John. Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. II. Cevedalegebiet. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1879, pag. 317.

[2]) Hammer. Mitteilung über Studien in der Val Furva und Val Zebru. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 320.

einer Schutterrasse, die jetzt vom Noce durchschnitten, das Tal querüber in sehr bedeutender Mächtigkeit erfüllt (Seehöhe des Noce ungefähr 1000 *m*, oberer Rand der Terrasse 1200—1300 *m*). Die Terrasse ist sehr schön von Äckern und Wiesen überkleidet und bietet nur sehr wenig Aufschlüsse. An denen in der Noceschlucht ist der Schutt schichtungslos, kleinkörnig mit einzelnen großen darin eingebetteten Blöcken. Gesteine von sicher bestimmbarer erratischer Herkunft beobachtete ich nicht. Dagegen liegt am Ausgange der Schlucht des Torrente Drignana zwischen Celedizzo und Celentino eine deutlich ausgeprägte Grundmoräne auf der Terrasse. Um Gehängeschuttbildungen kann es sich bei dieser Terrasse nicht handeln, da an dem Gehänge darüber irgendwelche der Mächtigkeit der Schuttmassen entsprechende Talungen oder Abrißgebiete vollständig fehlen. Am wahrscheinlichsten besteht der Hauptteil der Terrasse aus umgeschwemmtem Moränematerial. Auf einer ähnlichen, wenn auch weniger ausgeprägten Terrassenbildung liegt das Dorf Pejo (1594 *m*). Ober dem Dorfe bei S. Rocco liegen alte Moränen offen. Die Glazialbedeckung erstreckt sich hier von dem Bergeck zwischen Val del Monte und Val della Mare bis zur Malga Coël (1800 *m*). Auch hier ist der größte Teil, besonders der ganze untere Teil von Vegetation bedeckt. An dem von der Val Vioz herabkommenden Bache tritt der darunterliegende Gneis zutage. Gegen Westen enden die Schuttbildungen in der Val Taviela, an deren rechten Bachufer der Gneis ansteht, während die linke Flanke von der Malga Coël abwärts von den Schuttmassen gebildet wird. Diese zeigen im oberen Teile eine sehr flach liegende Schichtung und haben im ganzen die Struktur von Moränen. In der Höhe von 1800 *m* liegen hier auf der Malga Coël am vorderen Rande des Almbodens auf jenem geschichteten Schutt mächtige, über den dahinter liegenden Boden emporragende Wälle von großen Blöcken. Diese Stirnmoränenwälle haben ursprünglich einen kleinen See aufgestaut, der dann durch die Gletscherbäche zugeschüttet wurde und jetzt durch eine sumpfige Wiese vertreten wird. Höher oben im Val del Monte befindet sich ein zweites, bedeutend größeres, verschüttetes glaziales Seebecken, der Boden der Malga Palu, oberhalb der Fontanina di Celentino. Der Stauwall besteht aber hier nicht aus Moränen, sondern aus anstehendem Fels; das Becken ist aus dem Felsen herausgearbeitet und wird jetzt von einer Sumpfwiese eingenommen. Eine analoge Terrassenbildung wie die von Comasino—Celedizzo sperrt bei Piazzola das Rabbital. Die Ortschaft Piazzola mit ihren Kulturen liegt auf der Höhe der Terrasse (rund 1300 *m*), während das Bad Rabbi der Heilquellen wegen in der Tiefe der Schlucht (bei 1200 *m*) liegt, mit welcher der Noce die Schuttalsperre durchbricht.

Diese altglazialen Terrassen und Moränendecken sind in diesen rauhen, steilhängigen Tälern die Lebensbedingung für die menschliche Besiedlung. Mit Ausnahme der am Noce von Fucine abwärts gelegenen Ortschaften liegen alle anderen hier auf den Schottern und Moränen der Eiszeit aufgebaut, die ihnen den Humus für ihre Felder, eine geringere Neigung und über der kühlen Talschlucht erhobene sonnigere Lage für ihre Häuser und Kulturen gewähren. Die drei Dörfer in Vermiglio liegen auf postglazialen Schuttkegeln. Gleichalterig mit

jenen tiefgelegenen Relikten der Hauptgletscherströme dürften die von den Lokalgletschern in den südlichen Tälern der Tonalegruppe abgelagerten Terrassen sein, die von der Mündung bis tief hinein in die Täler reichen und die Alpen bilden (1600—1900 *m*, Terrassenhöhe 1700 *m*). Es sind dies wohl alles Stauungsbildungen, indem die an der so jäh und hoch aufsteigenden Nordseite der Presanellagruppe befindlichen Gletschermassen noch im Vermiglio- und Nocetal lagen, als sich die sonnseitigen Gletscher des viel weiter zurückliegenden Hauptkammes und der kleinen Lokalgletscher der Tonalegruppe schon zurückzuziehen begannen Eine analoge Bildung liegt an der Nordseite des Cercenatales.

Die weite Hochfläche des Tonalepasses ist fast ganz bedeckt mit Moränen, die sich hoch in die Val Albiolo hineinziehen und am Gehänge weit hinaus gegen Strino. Als Zeugen des letzten Rückzugsstadiums (Daunstadium) sind besonders in der Tremenescagruppe, aber auch in der Tonalegruppe zahlreiche Moränenringe stehen geblieben. Auf der flach geneigten Südseite der Tremenescagruppe fehlen sie in keinem Kar — oft sind mehrere Ringe nahe übereinander — die sich alle in einer Höhe von 2400 *m* durchschnittlich halten. An der Nordseite liegen sie bei 2000 *m*. In der Tonalegruppe sind sie nicht so deutlich entwickelt und mehr in der Höhe wechselnd. In den Karen der Nordseite aber liegen sie hin und hin in 2200—2300 *m* Höhe; im Val Comegiolo tritt noch ein zweiter, 300 *m* höher gelegener Wall auf; ähnliches zeigt auch die Val Verniana.

Als letzte Sedimentbildungen liegen in allen Karen und Hochtälern ausgedehnte Schuttablagerungen und Halden sowie in den Taltiefen Bachalluvionen und große Schuttkegel der Bäche. Ein größerer postglazialer Bergsturz ist vom Dente di Vioz in die Val Vioz herabgebrochen.

Tektonik.

Die Schichten dieser Gebirge sind in lang hinziehende, vorwiegend NO—SW streichende Falten gelegt, ebenso wie in den Ultentaler Alpen, deren Faltenzüge sich eben nach SW fortsetzen. Mit Ausnahme der Stellen, wo Querverwerfungen den Zusammenhang stören, wie es bei S. Bernardo di Rabbi der Fall ist, setzen die tektonischen Elemente aus den Ultentaler Alpen direkt auf das westliche Gebiet über.

In der Nordostecke des Blattes treten die den Kamm des nördlichen Astes der Ultentaler Alpen einnehmenden Phyllite auf das Blatt Bormio—Tonale über. Die Phyllite bilden vom Ultener Hochjoch an eine dem Kamme parallel laufende Mulde, der sich bald im Süden ein Sattel angliedert. Die genannte Mulde ist als ein tektonisches Leitelement längs des ganzen Kammes vom vordersten Teile des Ulten—Vintschgauer Kammes bis zum Cevedale hinein zusammenhängend zu verfolgen, also auf eine Erstreckung von rund 32 *km*. Die Muldenachse verläuft fast durchaus nördlich nahe unter dem Kamme. Der im Süden sich angliedernde Sattel zieht von der Südseite des Hasenohrs zum Gipfel der Zufrittspitze und von dort zum Kamm Eggenspitz—Lorkenspitz, wo er in mehrere kleinere sekundäre Fältchen oder vielleicht besser gesagt Schollen zerlegt ist. Sattel und Mulde sind

schon vom Tuferspitz an (südwestlich des Hasenohrs) steil aufgerichtet. An den Südschenkel des Gewölbes stößt auf der Tuferalpe durch eine Längsverwerfung getrennt eine flache weite Mulde — in ihrer Tiefe schneidet der oberste Lauf der Faltschauer sich ein — die zum Schwärzerjoch hinaufzieht, wo sie in voller Weite den langen, die Neigung der Schichten in seinem Gefälle nachahmenden Kamm Gleck—Eggenspitz bildet. Hier am Kamm liegt sie ganz in den Phylliten, während im Weißbrunnertale die darunter liegenden Gneise angeschnitten sind. Sie läuft an jenem Kamm in die Luft aus und ebenso auch der nördlich anschließende Sattel der Eggenspitz, denn jenseits des tiefen Rabbitales, gegen welches der Gleckkamm abfällt, ist nichts mehr davon vorhanden. Die darunterliegenden Gneise verflachen sich in dem Gehänge gegen Saent hinab vollständig; östlich ober Saent liegen sie fast ganz söhlig. Am Wege von Saent zum Rifugio Dorigoni sind noch flach südostfallende Schichten des Nordflügels jener Mulde zu sehen, an den westlichen Hängen des Tales unter der Cima Careser, in der Valetta, aber fällt bereits die ganze Gneismasse einheitlich flach nach Nordwest ein. An dem das Rabbital vom Val della Mare trennenden Kamme liegen vom Passo Verdignana, wo die Phyllitgneise auf dem Verdignanagranit liegen, bis zum hinteren Rothspitz hinein die Schichten hin und hin flach nordwestfallend, von Cima Pontevecchio an die Phyllite über den die tieferen Gehänge bildenden Phyllitgneisen als ein mächtiger Südschenkel der Hauptkammulde, deren Achse ungefähr an der Gramsenspitze auf der Marteller Seite durchstreicht. Es verdankt jedenfalls das oberste Rabbital seine flachwellige, weite Form neben der Erosion der Gletscher dieser Lagerungsform der Gesteine und das gleiche gilt von dem Moosferner (Vedretta Careser), dessen Firnbecken bei sehr großer Ausdehnung eine Flachheit besitzt, wie ich mich in den Ostalpen nur am Gepatschferner erinnere, sie in ähnlicher Weise hervortreten gesehen zu haben.

In der oberen Val della Mare steigert sich wieder die Intensität der Zusammenfaltung der Phyllite von Osten gegen Westen zu rasch. Am Westrande des Moosferners zeigt sich die Ausbildung einer einseitigen Mulde an der Cima Lagolungo in den am Ostrande des Ferners noch einheitlich nach NW fallenden Phylliten. Nördlich derselben sind die Schichten sehr steil, teilweise seiger aufgerichtet, einen Sattel zwischen der genannten Mulde und der Hauptkammsynklinale bildend. Und im obersten Val della Mare ist diese steile mehrfache Zusammenfaltung noch gesteigert: die Mulde von Cima Lagolungo zeigt am Dosso Venezia, dem östlichen Absenker des Palon della Mare, sehr steile Schichtstellung und beim Rifugio Cevedale erscheint noch eine kleine, sehr steil aufgerichtete Mulde zwischen jener und der Hauptkammulde, die hier übers Hohenfernerjoch auf die Südseite des Kammes übertritt und unter der Fürkelescharte durchziehend bald darauf unter dem Eismantel der Vedretta la Mare verschwindet; sie überschreitet wahrscheinlich zwischen dem Monte Rosole, der noch nordfallende Schichten zeigt, und dem Cevedale die Landesgrenze.

Im ganzen obersten Martelltale und dem Madritschtale, soweit sie auf dem Blatte Bormio—Tonale liegen, fallen die Phyllite durchaus mit steiler Neigung S, beziehungsweise SSO ein bei einem zwischen OW



und ONO—WSW schwankenden Streichen. Es prägt sich dies auch in der pultartigen Form der Kämme aus, die gegen Süden der Schichtlage entsprechend geneigte Hänge haben, während nach Norden die Schichtköpfe in Wandstufen abbrechen. Daß diese ganze südfallende Schichtmasse tektonisch eine ungestörte Folge von Schichten ist, ist sehr unwahrscheinlich, denn dieses kontinuierliche Südfallen umfaßt nicht nur das oberste Martelltal, sondern reicht bis ins Laasertal hinüber, so daß man bei der petrographischen Gleichheit eine Mächtigkeit des Quarzphyllits von 8—10 *km* erhielte. Es handelt sich hier gewiß eher um vollständig zusammengeklappte Falten oder um Schuppenstruktur und die bereits oben beschriebenen Einlagerungen von Chloritschiefer und Gips am Eisseekamm, beziehungsweise an den Vertainen sind ein deutliches Anzeichen hierfür. Genaueres wird die weitere Untersuchung der Laasergruppe voraussichtlich lehren.

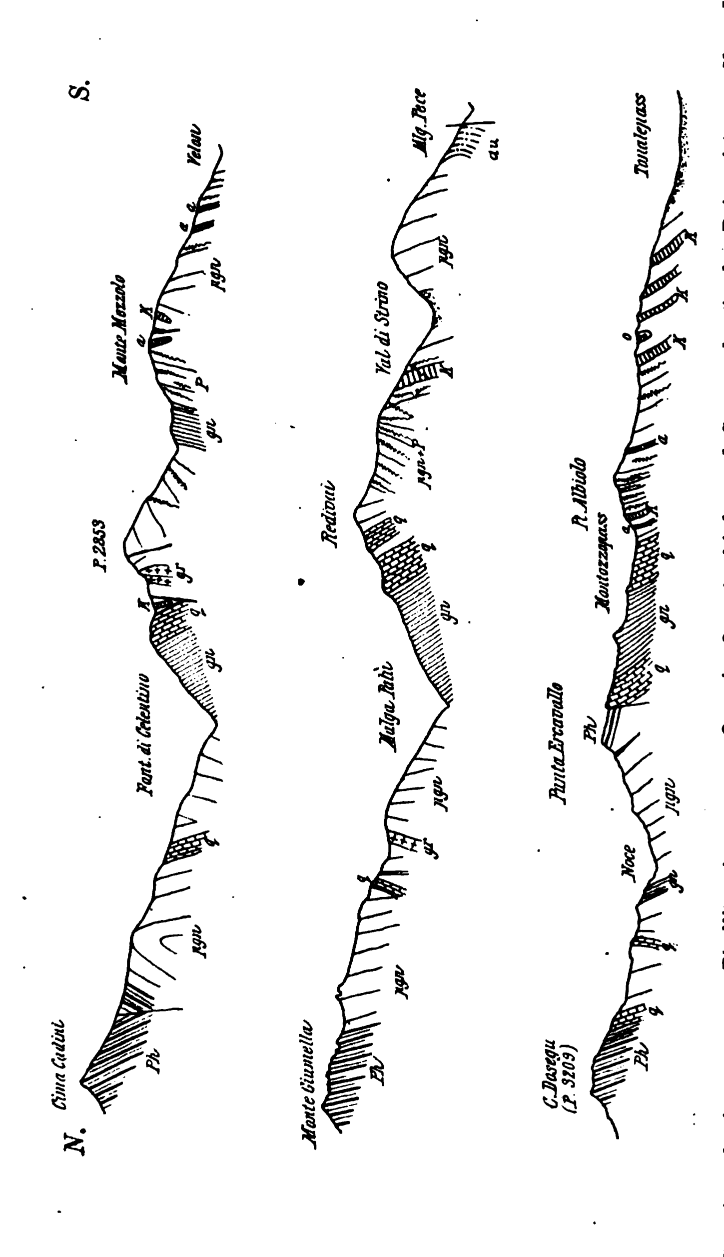
Wir kehren wieder auf die Südseite des Gebirges zurück. Auch die Falten der oberen Val della Mare verschwinden unter der Eis- und Firnbedeckung des hier nach Süden verlaufenden Hauptkammes. Vom Monte Vioz an, wo der Kamm sich wieder gegen SW wendet, besteht



gn = Gemeiner Gneis. — *pgn* = Phyllitgneis. — *q* = Quarzite. — *Ph* = Phyllit.
gr = Granit.

× × Dieser Teil des Profils verlauft im Streichen der Schichten.

nur der oberste Teil der Kette noch aus Phylliten, die hier der allgemein gegen Westen zunehmenden Zusammendrängung der Falten entsprechend steil und eng zusammengeschoben sind. Am Monte Vioz und an der Punta Taviela fallen die Phyllite sogar unter die Phyllitgneise hinein. Da die Phyllite nach den Beobachtungen an allen anderen Profilen jünger sind, so hat hier eine Überfaltung oder steile Aufschiebung stattgefunden; wahrscheinlich das letztere, weil auch die weiter westlich gelegenen Seitenkämme in ihrer Lagerung auf das Auftreten einer Verwerfung an dieser Stelle schließen lassen. Am Südkamme der Rocca S. Caterina stoßen Phyllit und der hangende Quarzit der Gneisformation wie Muldenschenkel gegeneinander, schon liegt aber bereits etwas Phyllit auf dem Quarzit und am nächsten Seitenkamm, dem der Cima Cadini, bilden die Phyllite bereits eine auf dem Gneise liegende kleine Mulde. Den obersten Teil des Grates vom Monte Vioz zur Cima Cadini bildet ein daranschließender Sattel, dessen Scheitel bei der Rocca S. Caterina auf die Nordseite übertritt, während er östlich davon den obersten Teil der südlichen Seitenkämme einnimmt. Vom Col degli Orsi an westlich bis zur Sforcellina, am Monte



gn = Gemeiner Gneis. — *pgn* = Phyllitgneis. — *q* = Quarzit, Quarzitschiefer und Grauwacke (in der Pejoserie). — *K* = Kristalliner Kalk. — *Ph* = Phyllit. — *a* = Amphibolit. — *o* = Olivinfels. — *gr* = Granit. — *P* = Pegmatit. — *au* = Augengneis von Stavel.

Maßstab: 1:90.000.

Giumella, Punta S. Mateo, Cima Dosegu und den Seitenkämmen ist nur mehr eine einheitlich steil südostfallende Phyllitfolge zu sehen, die den Kamm des Gebirges bildet und ihm folgend bis zu den Quellen des Noce herabsteigt.

In dem an den Phyllitbezirk des Hauptkammes südlich sich anschließenden Phyllitgneisterrain findet sich auch ein tektonisches Element, das der obigen „Leitmulde" des Hauptkammes an Länge und deutlicher Ausprägung entspricht. Es wurde oben von der Mulde des Weißenbrunnertales, Schwärzerjoches und des Gleck gesprochen, die über dem hinteren Rabbital ausläuft. Ihr entspricht im Süden jene Antiklinale von Schichten, in welche das Kirchbergtal und das innere Ultental eingeschnitten ist. Ihr Scheitel erreicht bei der Seenplatte des Rabbijoches den Kamm. In dem Gehänge des Gleck und Saßfora gegen Bad Rabbi ist sie nicht erkennbar. Es treten hier vielfach Störungen durch abnorme Streichungsrichtungen ein; wo dies nicht der Fall, neigen sich die Schichten immer mäßig gegen NNW. Erst am Kamme zwischen Rabbital und Val della Mare tritt dieser Sattel wieder deutlicher auf. In ihm und mit ihm flach aufgewölbt steckt hier der mächtige Granitfladen der Cima Verdignana in den Phyllitgneisen. Die Lagerung der Schichten an diesem Granit wurde schon oben beschrieben, ebenso die kleine Mulde in seinem Hangenden, die den Kamm des Monte Villar und Monte Sole einnimmt. Dieser mächtige, weit und flach gewölbte Sattel wird von der unteren Val della Mare tief durchschnitten und ist dann an der Westseite des Tales und beiderseits der Cima di Vioz deutlich ausgeprägt zu sehen. Von hier an gegen West aber steigert sich die Intensität der Zusammenfaltung genau analog wie in den Phylliten rasch; im Gehänge ober den Alpen von Termenago sind an Stelle des einen Sattels zwei getreten; im Val degli Orsi bilden die Gneise einen steil aufgerichteten Sattel und eine daranschließende Mulde in den untersten Hängen und noch weiter oben im Val del Monte, Val piana, Val Umbria ist vom Kamm bis zum Tal herab nur mehr eine jäh aufgerichtete Masse von Phyllit und Gneis vorhanden, in der man bei herrschender SO-, beziehungsweise SSO-Neigung in den Gneisen an dem stellenweise auftretenden NNW-Fallen noch die Andeutungen eng zusammengepreßter Falten sieht.

Bedeutend weniger klar ist die Tektonik des südlich der Linie Rabbi—Cercen—Pejo—Sforcellina liegenden Gebietes, weil hier große Störungen den Zusammenhang zerreißen. Vom Cercenapaß an westlich liegt, wie schon oben angeführt wurde, auf dem aus Phyllitgneis bestehenden Sattel die Quarzserie von Pejo, welche die Nordseite der Tonalegruppe und das Gehänge ober Cogolo aufbaut. Sie gehören in dem Gehänge Cercen—Cogolo sicher dem Südschenkel des Verdignanagewölbes an; im Val del Monte aber scheint es mir wahrscheinlicher, daß ihre Zugehörigkeit zu diesem Schenkel keine so direkte ist, sondern daß eher längs einer Verwerfung eine Teilung dieses Schenkels und ein Emporschieben des südlichen Teiles stattgefunden habe, weil sie bei ungestörter Auflagerung auf den Gneisen der nördlichen Talseite in ein so hohes Niveau der Schichten kämen, daß man sie mit den Phylliten in Äquivalenz stellen müßte, wogegen andere Gründe sprechen. Zudem ist an der Cima Ercavallo tatsächlich eine solche



Verwerfung vorhanden, indem die kleine Kappe von flachliegenden Phylliten, die hier noch erhalten geblieben ist, abstößt von den steil aufgerichteten Quarziten, die dort im Liegenden der quarzitischen Gneise von Pejo zum Vorschein kommen. Diese Verwerfung liegt dort genau in der Fortsetzung der Richtung der unteren Val del Monte von der Malga Palu abwärts, so daß die Fortsetzung der Verwerfung eben, wie vermutet, der Talsohle der Val del Monte folgen würde.

An der Südseite der Tonalegruppe bilden die Schichten am Monte Mezzolo, dem südöstlichen Seitenkamme des Redival, eine deutliche Falte; am Monte Mezzolo selbst liegt der Sattel derselben in den mit Pegmatit durchäderten Gneisen und eine entsprechende Synklinale bilden die nordfallenden Schichten des Monte Mezzolo mit den steil südfallenden Schiefern des Redival. Dasselbe ist auch noch an der Ostseite der Val di Strino zu sehen. Bereits an der Westseite dieses Tales sind die Schichten aber wieder so steil aufgerichtet, daß die Falte kaum mehr zu erkennen ist, und in der Val Albiolo neigt sich das ganze Schichtpaket steil nach SSO, so daß ein hier durch die Val Albiolo und das obere Nocetal vom Tonale bis zum vergletscherten Hauptkamm gezogenes Profil durchaus südostfallende Schichten zeigt, und erst die Verfolgung der Schichten gegen Osten lehrt, daß es sich hier um zusammengeklappte, nach N überkippte Falten handelt, in denen aber mangels einer sicheren stratigraphischen Gliederung der Gneisformation die einzelnen Sattel- oder Muldenschenkel nicht mehr unterschieden werden können.

In dem weiter östlich gelegenen Teile der Südseite der Tonalegruppe, im Umkreise der Val Saviana, liegt einer jener Bezirke vor, wo das Streichen der Schichten quer zu dem sonst hier herrschenden verläuft und von denen Beispiele bereits aus den südlichen Ultentaler Alpen beschrieben wurden. Der ganze Kamm von der Cima Forzilin zur Cima Boai, sein Gehänge in der Val Saviana bis Caccio Dassare über Cortina und der Kamm zwischen Val Saviana und Val Verniana zeigen ein Streichen der Schichten von NW nach SO, beziehungsweise WNW nach OSO. Die Kämme folgen diesem Streichen; am Kamme von Cima Forzilin zum Monte Palu, der den Hintergrund der Val Saviana bildet, streichen die Schichten wieder mit Ausnahme kleiner Schollen NO—SW und der Kamm verläuft gleich. Wo viele Aufschlüsse die Grenzen der Bezirke verfolgen lassen, sieht man, daß der Übergang aus dem einen ins andere Streichen ein bruchweiser ist; es findet an der Grenzzone eine Zertrümmerung in ganz kleine Schollen statt, die im kleinen das Bild im großen widerspiegeln, indem sie sich bald in der einen, bald in der anderen Richtung quer gegeneinander sperren, wobei aber auch oft dazwischenliegende Streichungsrichtungen auftreten. Auch in der Gegend der Erzvorkommen ober Comasine tritt eine Menge kleiner derartiger Störungen auf.

In noch größerer Ausdehnung treten solche querstreichende Regionen in der Tremenescagruppe auf. Ein bemerkenswerter Unterschied tritt aber dadurch ein, daß hier auch allmähliche Übergänge von der einen in die andere Streichungsrichtung auftreten. Die ganze große Fläche zwischen Malga Tremenesca, Malga Camposecco, Malga Polinar, dem Rabbital, Val Salezi und dem Kamme Camucina—Pozze



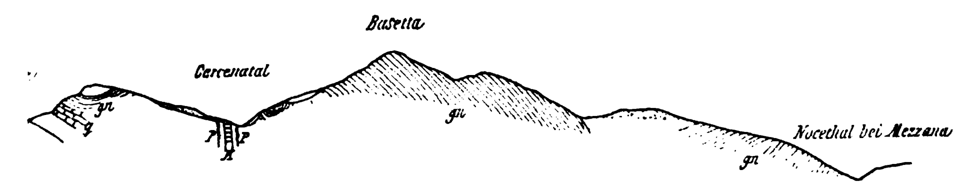
ungefähr wird von NW—SO bis NNW—OSO streichenden Schichten eingenommen. Im Cercenatale und ober Bad Rabbi lassen die häufigen Rutsch- und Zerquetschungserscheinungen in den Pegmatiten und in den Phyllitgneisen auf eine bruchweise Trennung schließen; am Monte Polinar wird der Wechsel teilweise auch durch die Einlagerung der Granite bedingt. Im Bereiche des Hauptkammes dieser Gruppe sind die Streichungsrichtungen mehrfach durch Übergänge miteinander verbunden und nur in geringerem Maße plötzliche bruchweise Änderungen vorhanden. So tritt ein solcher Übergang im obersten Salezitale durch NS streichende Schichten ein, auf den Alpen Valenaja und Valetta durch OW streichende Schichten. Die NW—SO streichenden Schichten dieses Bezirkes bilden an der Mezzana (Berggipfel zwischen Lago Salezi und Lago rotondo) einen steilen Sattel sowie auf der Alpe Tremenesca eine kleine Falte, sonst fallen sie durchaus gegen SW ein. Ebenso ist das zweite größere querstreichende Gebiet dieser Gruppe, nämlich das breite Bergeck zwischen Celentino und Castello, durch Übergänge mit den NO—SW streichenden Schichtkomplexen verbunden. In der Gegend von Castello sind die Schichten mehrfach in quer gegeneinander streichende Schollen verworfen. Betreffs der Details sei auf die Kartenskizze verwiesen. Es entsteht durch diese Übergänge und verschiedenen Streichungsrichtungen die eigentümliche Erscheinung, daß die Schichten rings um diese Gruppe in einem gebrochenen Kreise herumstreichen, wobei das Fallen mit Ausnahme der Strecke Camucina—Mezzana (Dorf) nach innen gerichtet ist. Im Innern ist eine analoge halbkreisförmige Krümmung der Schichten im Gelände hinter Castello bis zu den Alpen hinauf zu sehen. Der nach außen fallende südöstliche Rand bildet mit den nordwestfallenden Schichten des Gehänges des Sass dell' Anel die Fortsetzung der Mulde von Mont dent im Rabbital. (Siehe: Die kristallinen Alpen des Ultentales. I.)

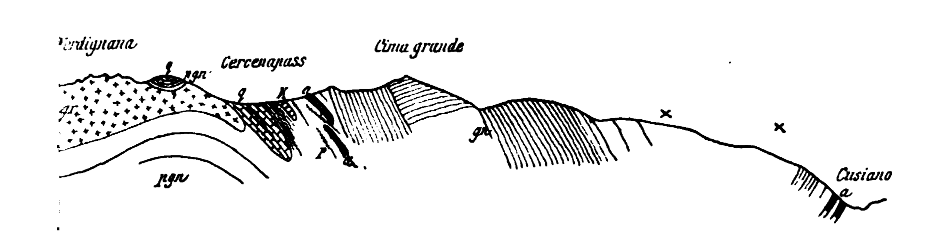
Als Erklärung dieser eigenartigen Tektonik erscheint mir immer noch die Annahme am passendsten, daß sie auf zweimalige gebirgsbildende Bewegungen zurückzuführen ist, die in zwei senkrecht aufeinander stehenden Richtungen gewirkt haben.

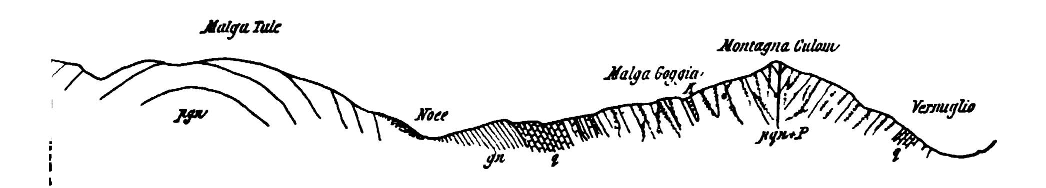


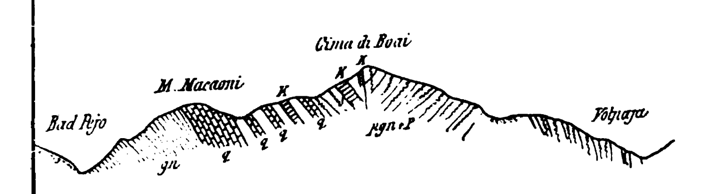
Tafel I.

S.









ichenerklärung:

y = Quarzit, Quarzitschiefer und Grauwacke (in der Pejoserie). — *K* = Kristalliner Kalk. —
gr = Granit. — *P* = Pegmatit. — *e* = Eis und Firn.

Maßstab der Kartenskizze: ungefähr 1:150.000.

rofils verlauft im Streichen der Schichten.

Säugetierreste von Wies.

Von A. Hofmann.

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. II).

Gelegentlich der Besichtigung der Neuerwerbungen der letzten Jahre an der k. k. montanistischen Hochschule in Leoben wurden mir vom Herrn Hofrat H. Höfer auch die Säugetierreste von Steiermark vorgezeigt, unter welchen sich auch zwei neue Funde von Wies befanden.

Da ich seit Dezennien den miocänen Säugetieren der Steiermark ein besonderes Interesse entgegenbringe, so wurden mir diese Reste mit der größten Zuvorkommenheit vom obgenannten Herrn zur Präparation und Bestimmung übergeben, wofür ich an dieser Stelle mich der angenehmen Pflicht entledige und hierfür meinen Dank abstatte.

Von Wies direkt sind uns, abgesehen von den seinerzeit häufig vorkommenden Resten von *Mastodon angustidens*, keine weiteren Säugetierreste bekannt, weshalb ich die mir vorliegenden Funde einer kurzen Besprechung unterziehe und zum Teil auch abbilde.

Der eine Rest gehört einem biberähnlichen Nager an, das ist *Steneofiber* (*Chalicomys*) *Jaegeri Kaup. sp.*, und der andere stammt von einem Vorfahren unserer Dachse ab.

Vom *Steneofiber Jaegeri* liegt ein zerdrücktes Schädelfragment mit zum Teil erhaltener Bezahnung vor.

Der rechtseitige Nagezahn, so auch die fast komplette linkseitige Oberkieferzahnreihe weisen die Charaktere dieser Art auf, bieten aber nichts Neues, weshalb von einer neuerlichen eingehenderen Beschreibung abgesehen werden kann.

Trochictis cf. hydrocyon P. Gerv.

Tafel II, Fig. 1—5.

Das in der lignitartigen Kohle eingebettete Schädelstück war bis auf die Dicke der Kieferkörper zusammengepreßt; leider wurde dann noch bei der versuchten mechanischen Präparation das Fossil stark beschädigt, indem die Zähne zerklüftet und zum Teil zersprengt wurden. Die chemische Präparation erwies, daß fast der ganze Vorderschädel mit beinahe der kompletten Bezahnung in die Kohle zur Ablagerung gelangte.

Vom

Oberkiefer

liegen vor: das in Fig. 1 abgebildete Schädelfragment mit den Eckzähnen und dem zweiten Prämolar, ein stark beschädigter Reißzahn und der linkseitige Molar.

Die Inzisive auf Fig. 1 sind nur durch ihre Wurzeln repräsentiert. In den Fragmenten fand sich ein Schneidezahn vor, der als J_3 zu deuten wäre; er ist sehr abgenutzt und zeigt annähernde Größe wie der gleiche Zahn bei *Meles*. Die Eckzähne sind konisch, seitlich komprimiert, sanft nach rückwärts gebogen und mit einer feinen Längsfältelung des Schmelzbleches versehen; am Wurzelhalse mißt der Durchmesser von vorn nach hinten 9 *mm*, von außen nach innen 7 *mm*. Die Länge der Eckzähne vom Wurzelhalse bis zur Spitze dürfte 20 *mm* betragen haben.

In Fig. 1 folgte direkt auf den Eckzahn, kaum 1 *mm* Zwischenraum, der einwurzelige erste Prämolar; dieser ist am rechtseitigen Kiefer durch eine mit kohliger Substanz ausgefüllte Alveole und linkerseits durch die noch sitzende Wurzel angedeutet.

Der zweite Prämolar (Fig. 1, Taf. II) stellt einen etwas seitlich (von innen nach außen) komprimierten Kegel dar, dessen hintere Zahnkante einen schwachen Zacken trägt; die ganze Zahnkrone ist von einem deutlichen Basalwulst umsäumt, der insbesondere auf der Innenseite stark entwickelt ist. Die Länge dieses Zahnes beträgt zirka 8 *mm*, die Breite 5·5 *mm*.

Der Reißzahn, der nur in einem größeren Fragment vorliegt, muß ziemlich stark gewesen sein, wenigstens kann nach dem inneren grubigen Talon hierauf geschlossen werden.

Der dem Reißzahn folgende Molar zeigt einen rechteckigen Querschnitt; die Außenseite trägt zwei starke Höcker und innen einen ziemlich breiten vertieften Talon, der von einem Basalwall umgeben ist. Innerhalb dieses Talons ist etwa in der Mitte der rückwärtigen Seiten ein Sekundärhöcker vorhanden.

Dieser Zahn bildet etwa die Mittelform zwischen *Plesictis* und *Martes* bei einem annähernden Größenverhältnisse wie bei unserem Dachse *Meles*. Die Länge beträgt 10 *mm* und die Breite 14·5 *mm*.

Der Bau und auch die Größe dieses Molars entspricht dem unteren mit einem langen Talon versehenen Reißzahn vollkommen, wie es bei *Trochictis* im Hinblicke auf den unteren Carnassiere bis nun vorausgesetzt wurde; es findet die Diagnose Schlossers (l. c. pag. 126) ihre Bestätigung.

Bis nun war uns die Bezahnung des Oberkiefers unbekannt, denn alle bis jetzt in Sansan, Käpfnach etc. vorgefundenen Reste der *Trochictis*-Arten machen uns nur mit der Unterkieferbezahnung vertraut.

Daß dieser Zahn nicht durch Zufall, durch etwaige Einschwemmung unter diese Fragmente gelangte, ist wohl als ausgeschlossen anzunehmen, da nach der Lage der Bruchstücke der verdrückten Knochen nur der Schädel eines Individuums vorliegen kann.

Vom

Unterkiefer

sind beide Äste (Fig. 2—5, Taf. II) erhalten, die noch leidlich die Bezahnung dieser Art erkennen lassen.

Die plumpen Unterkieferäste zeigen neben dem Eckzahn die randlichen stumpfen Schneidezähne, die nicht ganz intakt sind.

Die Eckzähne (Fig. 2—5, Taf. II) sind konisch, seitlich etwas gedrückt, nach hinten stark gebogen, am Wurzelhalse stark verdickt, das Schmelzblech mit zahlreichen Runzeln versehen; die Wurzel ist komprimiert. Die Länge der Eckzähne beträgt 10 *mm* bei einer Breite von 7 *mm*.

Die Prämolarreihe besteht im ganzen aus vier Prämolaren.

Der erste Prämolar ist am rechten Unterkieferaste durch eine mit kohliger Substanz ausgefüllte Alveole angedeutet. Aus den uns überlieferten Fragmenten des zweiten bis vierten Prämolars des linken Astes (Fig. 4 und 5, Taf. II) ist ersichtlich, daß dieselben dicht einander folgten.

Alle Prämolare haben gleiche Form, vom zweiten bis vierten Prämolar an Größe und Höhe erheblich zunehmend und alle tragen an der hinteren Zahnkante einen schwachen Nebenzacken und alle sind von einem kräftigen Basalwulste umsänmt.

Am vierten Prämolar steigt aus dem Basalwulste auch an der Vorderkante ein kleiner Nebenzacken empor.

Die Messungen der einzelnen Prämolare ergaben folgende Resultate:

	P_2	P_3	P_4
Länge . . .	6·5	9·0	10·0 *mm*
Breite . . .	—	5·0	5·0 „

Vom unteren Reißzahn ist nur der Vorderzacken erhalten (Fig. 3, Taf. II) der sich als eine Schneide darstellt; nach den vorhandenen Bruchflächen dürfte dieser Zahn einen Innen- und einen Außenzacken besessen haben, sowie auch einen Talon, denn die rückwärtige Wurzel ist weit hinten gelegen. Die Länge muß über 12 *mm* betragen haben.

Aus den angedeuteten und vorhandenen Zähnen resultiert die Zahnformel:

$$\frac{3}{3} J \frac{1}{1} C \frac{?}{4} Pr \frac{1}{2} M$$

ziehen wir noch die weiteren Merkmale dieser Zähne in Betracht, so kann dieser Rest nur einer *Trochictis*-Art angehören.

Von den bekannten *Trochictis*-Arten sind in erster Linie jene von Sansan, die Gervais (Zoolog. et Pal. franç.) und Filhol (Annal. Sc. geol. XXI, 1891) beschreiben und abbilden, zum Vergleiche heranzuziehen.

Unter diesen stellt sich am nächsten *Trochictis hydrocyon* sowohl im Hinblicke auf den Bau wie auch auf die Maßzahlen der einzelnen Zähne, so auch der ganzen Zahnreihe. Die Länge der ganzen Zahnreihe mißt bei *Trochictis hydrocyon* von Sansan 45 *mm*, beim vorliegenden Fossil 43 *mm* ohne dem ersten Prämolar, der wahrscheinlich nicht viel mehr und auch nicht weniger als 2 *mm* betragen haben mag.

Hinsichtlich der Höhe des massiven Unterkiefers stimmt unser Stück auch recht gut mit den Abbildungen dieser Art von Sansan.

Aus dem Devon- und Kulmgebiete östlich von Brünn.

Von Dr. Franz E. Suess.

Mit einer Kartenskizze und 4 Figuren im Text.

1. Querverwerfungen im Gebiete der Devonkalke.

Die altpaläozoischen Faltenzüge der Sudeten, welche in Mähren und Schlesien das Niedere Gesenke und im Westen der Olmützer Ebene das Plateau von Drahan zusammensetzen, enden plötzlich unweit Brünn an den Gesteinen der ausgedehnten Eruptivmasse. Das Tal der Zwittawa von Blansko abwärts liegt bereits ganz in den granitischen Tiefengesteinen. Der östliche Plateaurand über der tiefeingesenkten Erosionsfurche besteht aber noch aus devonischen Kalken.

Zwischen dem Kalke und dem Granit ist ein stellenweiser unterbrochener und wechselnd breiter Saum von roten Sandsteinen, Quarz- und Granitkonglomeraten eingeschaltet, welche aus Gründen der Lagerung den fossilführenden Schiefertonen von Petrowitz bei Raitz gleichgestellt und zum Unterdevon gerechnet wurden [1]).

In dem 3—5 *km* breiten Kalkzuge, der von Sloup bis zum Hadyberge bei Brünn südwärts zieht, sind — wie schon seit längerer Zeit bekannt ist — sowohl Mitteldevon (Stringocephalen-Querschnitte) als auch Oberdevon [2]) (Clymenienkalke am Hadyberge), vertreten. Vermutlich gehören auch die Kramenzelkalke und die dunklen Kalkschiefer von Kiritein und Ostrow weiter im Norden zum Oberdevon [3]). Im westlichsten Vorsprunge des Kalkgebietes am Hadyberge, und zwar in einem am Waldrande im Gehänge über der Zwittawa gelegenen Steinbruche, sind die obersten Lagen mit den Clymenien aufgeschlossen. Es sind dunkle schiefrige Knollenkalke; die

---

[1]) A. Makowsky. Der petrefaktenführende Schieferton von Petrowitz in Mähren. Verhandl. d. naturforsch. Vereines Brünn, Bd. XI, 1872, pag. 107. — Von manchen Autoren wird diese Bildung schlechtweg als „Old red" bezeichnet. Ich glaube jedoch, daß man diese relativ spärlichen Sedimente mit den marinen Fossilien von Petrowitz nicht ohne weiteres den viele tausend Fuß mächtigen Süßwasserbildungen, welche in England das ganze Devon umfassen, gleichstellen darf.

[2]) A. Rzehak. Oberdevonische Fossilien in der Umgebung von Brünn. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 314.

[3]) L. v. Tausch. Über die kristallinischen Schiefer- und Massengesteine sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1895, pag. 354.

einzelnen Knollen sind in der Regel bis zur völligen Unkenntlichkeit zerdrückte Clymeniensteinkerne. Diese Schichten sind innig vergesellschaftet mit plattigen oder dünnschiefrigen schwarzen Kalken und man kann vermuten, daß ähnliche schwarze Kalkschiefer an anderen Lokalitäten ebenfalls zum Oberdevon gehören. Man findet sie z. B. wieder in sehr stark gestörten Schichtstellungen nahe der oberen Kante des Südabfalles des Hadyberges, etwa 500 *m* ostwärts von den Steinbrüchen am westlichen Rande, ferner in einzelnen kleinen Aufschlüssen an den Fußwegen in der Waldparzelle östlich vom Kleidovka-Wirtshause. Ähnliche Beschaffenheit zeigen einzelne Lagen der Kalke bei Horakow im Osten; dann auch die dunklen Kalke, die in kleinen Aufbrüchen unweit der Straße von Lösch nach Latein aufgeschlossen sind. In den Kalkbrüchen, welche zwischen Bellowitz und Latein aus marinem Tegel hervorblicken, liegen Bänke von schwarzem Kalkschiefer mit steilem (30—50°) Einfallen gegen SSO auf massigem hellgrauen Kalke des Mitteldevon. Die Kalke zu beiden Seiten der Straße gegen Ochos und im Gebiete von Mokrau und Hostienitz, im allgemeinen hell- bis dunkelgrau und grobgebankt, können auch stellenweise schwarz und schiefrig werden. Die petrographischen Gegensätze sind jedoch meistens nicht so scharf und die Unterschiede in der Färbung sind — zum Teil wenigstens — auf spätere Bleichung an der Oberfläche zurückzuführen, und eine sichere Abgrenzung der oberdevonischen von den mitteldevonischen Kalken wird sich in dem Gebiete kaum durchführen lassen.

Die Lagerung des Devonkalkes ist durchweg stark gestört. Ungestörte horizontale Schichtstellung findet sich nirgends. Die Regel sind Fallwinkel von 30—50°; und noch steilere Schichtstellungen sind nicht selten. Im geologischen Kartenbilde treten einige Querverwerfungen besonders deutlich hervor.

1. Die Mokrauer Verwerfung. Beim Dorfe Mokrau bildet die Grenze zwischen den Kalken und den Kulmkonglomeraten eine weit gegen SO vorspringende Ecke. Der Kalk reicht noch bis auf die in der Spezialkarte als „Lichy“ bezeichnete Höhe in der Richtung gegen Posorzitz. Die von hier in sanftem Bogen gegen Nord, gegen Hostienitz, verlaufende Strecke ist die stark gestörte Auflagerungsgrenze des transgredierenden Kulm. In den hellgrauen oder dunklen, grobgebankten Kalken, welche die westlichen Höhen des Mokrauer Waldes einnehmen, beobachtet man an mehreren Stellen Nordsüdstreichen und ca. 40° östliches Einfallen. In den großen Steinbrüchen westlich von Hostienitz fallen die groben Kalkbänke mit ebenen Schichtflächen unter einem Winkel von 50—60° gleichmäßig gegen Ost, nur stellenweise sind die Bänke etwas gebogen und gefaltet. Steil gegen Ost geneigte, ja selbst fast senkrechte Schichtstellung kann man auch noch in der engen Kalkschlucht wahrnehmen, die von hier zum Rziczkatale hinabführt; unmittelbar nördlich und östlich der oberen Rziczkamühle ragen die weißen, felsigen Schichtköpfe des Kalkes steil empor über die roten Sandsteine des Unterdevon.

Die von der Ecke bei Mokrau gegen NW verlaufende Grenze wird ohne Zweifel durch einen Quersprung gebildet. Die massigen



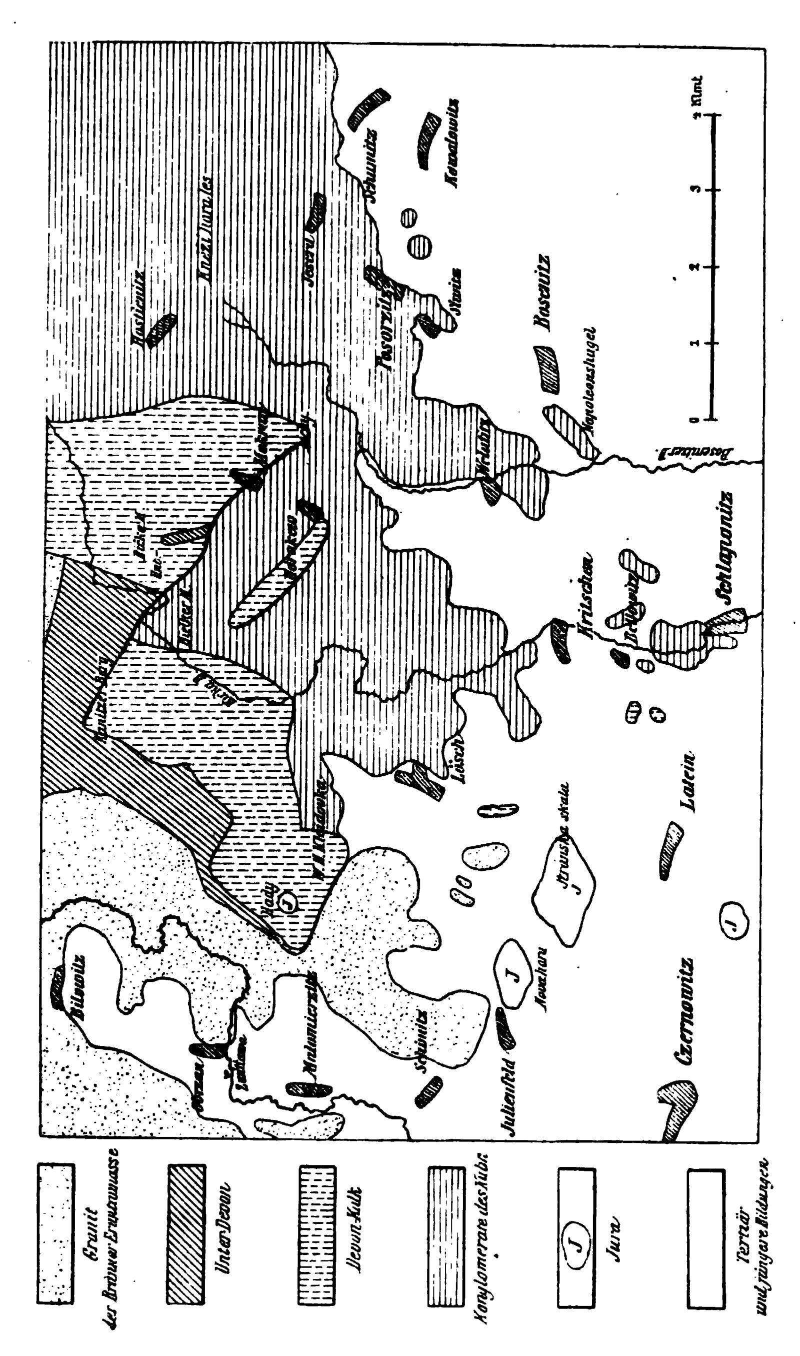


Fig. 1. Verwerfungen im Devongebiete östlich von Brünn.

und wenig geschichteten hellgrauen Kalke der Steinbrüche im Dorfe Mokrau sind von vielen Cleavageflächen durchzogen und zerklüftet. Dünnplattige Druckschieferung begleitet häufig die Cleavageflächen, welche keine bestimmten Richtungen und keine konstanten Neigungswinkel einhalten. Die Schichtung ist weniger deutlich als in den Kalken bei Hostienitz; sie fällt, wie man an einzelnen Bänken beobachten kann, mit 40° gegen Ost.

Die Kalkgrenze verläuft entlang dem Waldrande rechts oberhalb des Weges zum Mokrauer Jägerhause. Das Streichen der Kalkbänke hat sich knapp am Bruche gegen Nordwest mit Südwestfallen gewendet und die am erwähnten Wege anstehenden Kulmschiefer besitzen im Dorfe Mokrau noch das allgemein herrschende Nordsüdstreichen, in der Richtung gegen das Jägerhaus werden sie aber ebenfalls in die Richtung der Verwerfung gedreht und fallen mit ca. 30° gegen SW.

Das Mokrauer Jägerhaus liegt knapp an der Verwerfung; auf den Wegen nordwärts in den Wald trifft man sogleich auf den anstehenden Kalk, dessen Bänke hier ebenfalls nordwestlich, parallel der Verwerfung streichen, während der Waldboden zunächst dem Jägerhause übersät ist mit den Gneis- und Quarzgeröllen aus dem Kulmkonglomerat.

In dem kleinen Graben aber, über den der Weg von Mokrau zum Jägerhause führt, und zwar etwas nördlich und aufwärts am Waldrande, ist eine kleine Partie von rotem Sandstein des Unterdevons anstehend aufgeschlossen. Folgt man dem Graben aufwärts in den Wald, so trifft man Blöcke von Sandstein und Quarzkonglomerat, die etwa 500 *m* weit anhalten. Dann mengen sich im Waldboden bereits die Quarzgerölle der Konglomerate mit den Kalkblöcken und verlieren sich auf der Höhe gänzlich. Ein kleiner nordsüdlicher Zug von Unterdevon ist somit an dieser Stelle durch Auffaltung oder Verwerfung zwischen den Kalken zutage gebracht.

Auf der kurzen Strecke vom Jägerhause zur Bielker Mühle führt der Fahrweg nur durch nordsüdstreichenden Kalkstein. Die Grenze gegen den Kulm liegt südlich im Graben und ist durch Gehängeschutt verhüllt.

Im Rziczkatale, zwischen der unteren Rziczkamühle und der Bielker Mühle, erreicht dieser Streifen von Devonkalk seine Westgrenze. Er bildet noch einige Felsen auf der steilen rechten Talseite und macht dann den Sandsteinen und Quarzkonglomeraten des Unterdevon Platz. Im Süden der Verwerfung hält aber noch der Kulm an in Form von grauen Sandsteinen, Grauwacken und Konglomeraten, so daß in dieser Talstrecke Kulm und Unterdevon unmittelbar aneinander grenzen.

In einer Biegung durchschneidet der Bach zweimal die Verwerfungsgrenze. Knapp oberhalb der Bielker Mühle verläßt er den Kalk und tritt in den Kulm. Er wird anscheinend durch die Verwerfung gegen Nordwest abgelenkt. Doch findet sich am rechten Ufer etwa 200 Schritte unterhalb der Mühle, knapp am Bache, ein Aufschluß mit anstehender Kulmgrauwacke, während am Fahrwege, der über den Kamm nach Ochos führt, gleich unten der rote Sandstein des



Unterdevons ansteht und auch in der konvexen Biegung bis an den Bach herabreicht. Am steilen Westabhange der wieder gegen Süd gerichteten Talstrecke und auch an dem markierten Fußwege gegen Lösch kann man noch in einer ziemlichen Strecke im Gehänge anstehende Kulmgrauwacke nachweisen. In dem Graben, der nordwestwärts zur Straße hinaufzieht, sind die Gneisgerölle der Kulmkonglomerate verstreut über anstehendem Unterdevon. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß sich die Verwerfung mit Beibehaltung der bisherigen Richtung auf der anderen Talseite zwischen Kulm und Unterdevon fortsetzt.

In den nordwärts ansteigenden Waldschluchten bei der Bielker Mühle trifft man bald wieder auf den Kalk, es ist die an der Verwerfung verschobene Fortsetzung des Zuges von Mokrau. Hier ist der Zug bedeutend schmäler. Die Verwerfung liegt hier zwischen dem Kalke und dem sehr verbreiterten Unterdevon; sie quert die Straße zwischen dem Bildstocke und der scharfen Kurve SO vom Kanitzer Berg (Kote 471). Quarzsandsteine und Konglomerate nehmen den ganzen Kanitzer Berg ein, stehen an der Straße an und werden auf den von der Straße zum Rziczkatale hinabführenden Wegen angetroffen; hier, ebenso wie der benachbarte Kalk, mit steil ostfallender Schichtung.

Schwieriger wird die Abgrenzung in den steilen Abhängen und Gräben, die in das tiefe Tal der Zwittawa hinabführen. Hier ist auf größere Strecken alles durch abgestürztes Blockwerk verkleidet und Kalkschutt füllt noch tiefere Talmulden, wo ohne Zweifel bereits Sandstein oder auch schon Granit ansteht.

2. Die Dislokation von Horakow. An der Straße von Mokrau nach Horakow, und zwar bereits in der Nähe des letzteren Ortes, befindet sich ein kleiner Aufbruch von dunklem, schiefrigem Devonkalk; die Schichten stehen fast senkrecht und streichen NW—SO in der gleichen Richtung wie die Mokrauer Verwerfung. Im Süden grenzt die etwa 50 Schritte breite Kalkpartie an Kulmkonglomerat. An der Nordgrenze ist auf eine kleine Strecke Kulmschiefer aufgeschlossen. Auf der westlichen Talseite gegenüber von diesem Aufbruche liegen auffallend große Kalkblöcke auf dem Kulmkonglomerat. Sie stehen nicht im Zusammenhange mit dem größeren Kalkzuge im Dorfe Horakow.

Im unteren Teile des Dorfes Horakow, zunächst der Straße, zieht ein Graben aufwärts in nordwestlicher Richtung; er bildet zugleich die Grenze zwischen Kalk und Kulmgrauwacke. Schwarze Kalkschiefer, in kleinen Brüchen aufgeschlossen, fallen steil östlich unter den Kulm. Größere Steinbrüche in demselben Kalk befinden sich oberhalb des Dorfes in dem nächsten südlicheren Graben; hier sind die Kalkbänke stellenweise aufgewölbt und gefaltet, im großen scheinen sie jedoch östliches Einfallen mit zirka 40° festzuhalten.

Auf der Höhe, im Horakower Walde, läßt sich der Kalkzug nicht mehr gut verfolgen. Hier sind viele verstreute Kalkblöcke vermengt mit den reichlich verschleppten Geröllen des Kulmkonglomerates. Deshalb gelang es mir nicht, mit Sicherheit festzustellen, ob dieser Kalkzug im Zusammenhange steht mit dem Kalkgebiete, dem die steilen Felsen im Rziczkatale angehören.



3. Die Hadybergverwerfung. Wenn man von einer der Kuppen in der Umgebung von Julienfeld, etwa vom Fredamberge aus, nordwärts blickt gegen den Hadyberg, gewinnt man den Eindruck, wie wenn dort eine mächtige Kalkplatte ziemlich ungestört dem Granit der Brünner Eruptivmasse aufruhen würde; im Grunde des Tales, welches von Malomierzitz zum Kleidovka-Wirtshause und zur Ochoser Straße führt, steht der Granit an und die höheren Gehänge werden von Kalk gebildet. Bei einer genaueren Begehung erkennt man aber, daß auch hier Kalk und Granit durch eine NW-SO streichende Verwerfung begrenzt werden, welche im nördlichen Abhange des Tales fortstreicht.

In der Umgebung von Lösch sind die Grenzen von Kulm und Devon gegen den Granit teils durch eine mächtige Lößdecke, teils durch miocäne Sande und Schotter verdeckt. Letztere sind sehr verbreitet auf den Höhen und in den Gräben zwischen Lösch und dem Mordowa-Meierhofe und finden sich in Form kleiner Erosionsreste wiederholt auf dem Granitgebiete im Westen der Straße. Wie fast im ganzen Miocängebiete der Umgebung von Brünn gehören auch hier zum wesentlichen Bestande der Sande und Schotter zahlreiche Trümmer



Fig. 2. Aufschlüsse an der Strasse unterhalb des Kleidovka-Wirtshauses.

von Hornstein, welcher der zerstörten Transgressionsdecke des mittleren und oberen Jura entstammt. Außer den bekannten Schollen von Jurakalk in der Umgebung von Julienfeld und Latein befindet sich noch ein kleiner, größtenteils in loses Blockwerk aufgelöster Rest knapp unter dem Gipfelpunkte des Hadyberges in der Richtung gegen das Jägerhaus [1]).

In der Umgebung des Kleidovka-Wirtshauses zu beiden Seiten der Straße wird der Devonkalk in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut; die Kalkbänke fallen allenthalben ziemlich gleichmäßig mit 40—50° gegen Ost. Im südlichsten Steinbruche, welcher knapp an der Straße etwa 300 Schritte unterhalb des erwähnten Wirtshauses gelegen ist, bricht der Kalk steil riffartig ab. Grober tertiärer Sand mit einzelnen Schotterlagen und Tegelschmitzen, mit eingestreuten Blöcken von Jurakalk und Hornstein ist dem Kalke unmittelbar angelagert. Infolge ursprünglicher Ablagerung auf geneigtem Gehänge fällt seine deutliche Schichtung ziemlich steil gegen die Kalkwand (Fig. 2).

---

[1]) A. Makowsky. Verhandl. d. naturw. Vereines Brünn, Bd. 32, S. 1894, pag. 36.

Nur etwa 90 Schritte südlich von diesem Punkte wurde in kleinen Aufgrabungen, in denen offenbar ebenfalls nach Kalk geschürft worden war, bereits anstehender Granit angetroffen. Es ist ausgeschlossen, daß der ostfallende Kalk dem in Süden anstehenden Granit aufliegt. Entlang der Verwerfung, an der Grenze zwischen beiden Gesteinen, mag sich in vormiocäner Zeit eine Kluft oder eine Erosionsrinne befunden haben, welche später durch die Meeressande und die Zerstörungsprodukte der Juraplatte verschüttet wurde.

Ähnliches gewahrt man auch an der Westseite der Straße, im oberen Einstieg in das Tal, welches nach Malomierczitz hinabführt. An einen Aufbruch, in welchem grobgebankter grauer Devonkalk mit 40° Ostfallen bloßliegt, schließt unmittelbar grober tertiärer Sand an. Dieser hält an auf eine Strecke von etwa 50 Schritten, dann blickt bereits der grobe Granitgrus aus dem Gehänge. Kalk und Granit liegen auch hier in gleicher Höhe. Von Quarziten oder Sandsteinen des Unterdevons ist keine Spur wahrzunehmen.

Während die Talfurche im Bogen gegen Süden ablenkt, streicht die Verwerfung allem Anscheine nach geradlinig fort gegen Nordosten, bleibt aber zum großen Teile durch Gehängeschutt, herabgestürzte Kalkblöcke und Tertiärschotter verdeckt. An dem Fahrwege, welcher von dem Brunnen nächst dem erwähnten Kalkbruche ostwärts am Gehänge fortführt, steht noch ziemlich hoch hinauf Granit an. Kalkstein folgt sehr nahe darüber. Bald trifft man auf einen breiten Streifen von quarzreichem Tertiärschotter; dazwischen liegen viele Blöcke von hartem Konglomerat, bestehend aus Geröllen von Quarz und Jurahornstein. Es scheint, daß sie hier, ebenso wie oben an der Straße, eine Zwischenlage oder Kluftausfüllung an der Grenze von Kalk und Granit bilden. Der weitere Abhang ist durch Kalkschutt verhüllt, bis eine tiefere Erosionsschlucht wieder den Kalk knapp über dem Granit bloßlegt, ohne daß von unterdevonischen Gesteinen etwas zu bemerken wäre. Hier kann man recht deutlich sehen, daß der Kalk nicht dem Granit auflagert; denn im oberen Teile dieser Schlucht, wo ein Fahrweg kreuzt, sind dunkle Kalkschiefer (Oberdevon?) in senkrechter Stellung mit nordsüdlichem Streichen aufgeschlossen (Fig. 3). In einem weiter östlich gelegenen Steinbruche sind dieselben Gesteine in flachere Falten gelegt; hier wird auch stellenweise ostwestliches Streichen mit Nordfallen beobachtet.

Erst unter der am weitesten nach Westen vorgeschobenen Ecke des Kalkgebietes, unter den großen Steinbrüchen mit den Kalkbreccien, wo sich das Gehänge bereits zum Zwittawatale wendet, finden sich Spuren der unterdevonischen roten Sandsteine und Konglomerate, wie es scheint, mit geringer Neigung unter den Kalk einfallend [1]). Doch ist weder die unmittelbare Auflagerungsfläche des

[1]) Sie sind jedoch nur spärlich und nicht in so großer Ausdehnung aufgeschlossen, als man nach der Darstellung von H. Bock vermuten sollte. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 263, Fig. 5. Unter der Hauptmasse der Kalke liegen reichliche Splitter eines harten, etwas phyllitischen Kalkschiefers, wie er in der Nähe der Bruchlinien (zum Beispiel bei Josefstal) aus dem Kalke entstehen kann. Ein Mergelschiefer wurde nicht gefunden.



Kalkes auf dem Unterdevon noch die des letzteren auf dem Granit bloßgelegt.

Die Verwerfung unterhalb des Kleidovka-Wirtshauses an der Straße trifft die Oberfläche in einer Seehöhe von 360 *m*, während die untere Grenze des Kalkes im Westen über der Zwittawa etwa in der Höhenkote 300 liegt[1]). Gegen Norden, im Gehänge gegen die Zwittawa, steigt die Grenze wieder an bis zu 350 *m*. Diese Unregelmäßigkeiten können nicht gut durch die Unebenheiten einer ursprünglichen Auflagerungsfläche erklärt werden, da sich die Kalkschichten nicht einer solchen Oberfläche anschmiegen, sondern in den meisten Aufschlüssen mehr oder weniger steil gegen Osten geneigt sind.



Fig. 3. Senkrecht gestellte Kalkschiefer über der Granitgrenze. Nordabhang des Hadyberges.

Wo die Kalkgrenze im Hadywalde weit zurückspringt bis nahe an die Straße, erhebt sich der Sandstein des Unterdevons bis zur 400 *m* Höhenkote. Am Kanitzer Berge jenseits der Mokrauer Verwerfung erreichen die unterdevonischen Gesteine die Seehöhe von 471 *m*. Von hier aus vollzieht sich ein staffelförmiges Absinken der devonischen Bildungen gegen Süden bis zu den isolierten Kalkpartien südlich von Lösch und bei Bellowitz, welche sich in Seehöhen von 280 und 260 *m* befinden.

[1]) Nach den Höhenkoten der Originalaufnahme des militärgeographischen Instituts im Maßstabe 1:25.000.

4. Kleinere Aufschlüsse von Devonkalk im Süden. In der Talfurche südlich von Lösch, und zwar rechts unterhalb der Straße nach Latein ist dunkler, vermutlich oberdevonischer Kalk in einigen kleinen Steinbrüchen auf eine Länge von etwa 300 *m* aufgeschlossen. Die Umgebung ist unter einer einförmigen Lößdecke verhüllt. Die Kalke fallen mit einem Winkel von 35° gegen SO; eine kleine Partie schwarzer Kalkschiefer am Südende des Aufschlusses mit nordsüdlichem Streichen steht fast senkrecht.

Weitere Aufschlüsse, in denen ebenfalls Schotter gebrochen wird, sind noch weiter gegen Südost vorgeschoben, in der flachen Mulde zwischen Latein und Bellowitz. Ein größerer Steinbruch liegt etwa 300 Schritte südlich der Reichsstraße; hier ist miocäner Tegel mit einer Bank von *Ostrea crassissima* der unregelmäßigen Oberfläche des Kalkes unmittelbar aufgelagert. Wie bereits erwähnt wurde, liegt hier auf hellgrauem massigen Kalkstein ein plattiger, bankweise geschieferter schwarzer Kalk mit steilem Fallen gegen SSO. — Die kleineren, noch weiter gegen Süd gelegenen Steinbrüche bestehen aus ähnlichen schiefrigen Kalken, grau bis schwarz, stark bituminös mit knolliger Oberfläche, weiß oder auch rot verwitternd, dichtplattig und auch mit ganz dünnschiefrigen Zwischenlagen; sie streichen fast ostwestlich mit sehr steilem Südfallen, manchmal auch mit senkrechter Schichtstellung; auch Faltungen, fächerförmige Verbiegungen und örtliches Nordfallen können beobachtet werden; dazu kommen noch zahlreiche Rutsch- und Harnischflächen und verruschelte Streifen im Kalke.

Diese Kalkaufbrüche liegen nicht in der Fortsetzung des Devonzuges vom Hadyberge. Sie scheinen staffelweise gegen Südost verschoben. Der kleine Granitaufschluß an der neuen Straße von Julienfeld nach Lösch zeigt an, daß die Grenze gegen den Kalk durch die Hadyberg-Verwerfung gegen Ost verschoben ist. Die Kalke bei Bellowitz erscheinen dort, wo man die Fortsetzung der Kulmgebiete von Lösch und Kritschen vermuten würde. Es liegt nahe, anzunehmen, daß weitere Verwerfungen, etwa parallel jener des Hadyberges, diese Verschiebung bewirken. Zugleich mit dieser Verschiebung gegen Südost vollzieht sich, wie erwähnt wurde, ein staffelweises Absinken der Kalkschollen gegen Süd.

5. Fortsetzung der Verwerfungen gegen Norden. Unmittelbar nördlich der Mokrauer Verwerfung gewinnen die Sandsteine und Konglomerate des Unterdevons plötzlich große Verbreitung; vom Kanitzer Berge, wo sich die Schichtstellung nicht gut nachweisen läßt, erstrecken sie sich quer über die Ochoser Straße bis in das Rcziczkatal, mit einer Breite von mehr als 3 *km*; gegen Norden aber erreicht das Unterdevon sehr rasch sein Ende. Wo die Straße sich im Bogen gegen Ochos wendet, noch im Kartenblatte Brünn, in einer Höhe von 400 *m*, steht bereits wieder Granit an, und zwar sowohl an der Straße als auch auf den Äckern im Osten, bis nahe zum Waldrande, und in den Gräben im Westen. Steigt man vom Gipfel des Kanitzer Berges nordwärts hinab, gegen das Tal unterhalb der Dörfer Ochos und Kanitz, so trifft man auch dort sehr bald, ebenfalls in der Höhe von 400 *m*, bereits auf Granit. An einer ostwestlichen Linie, die



keinesfalls als Transgressionslinie gedeutet werden kann, werden die Sandsteine und Konglomerate des Unterdevons plötzlich abgeschnitten und bei Ochos tritt der Granit unmittelbar an die Kalkgrenze.

Der unregelmäßige Verlauf der Grenze zwischen dem Granit und dem Devonkalke in den nördlichen Gebieten, wie er im Kartenblatte Boskowitz-Blansko von Tausch dargestellt wird, läßt viel leichter auf sich kreuzende Störungen schließen, als auf eine regelmäßige Anlagerung. Insbesondere scheint die Richtung der Grenze von Ochos über Babitz gegen Josefstal auf eine ähnliche Querwerfung hinzudeuten, wie sie im Süden nachgewiesen wurde. Das schmale Band von Unterdevon, welches Tausch an der Grenze von Granit und Kalk einzeichnet, läßt sich durchaus nicht mit der Regelmäßigkeit verfolgen, als man nach seiner Darstellung vermuten könnte.

Bei Ochos ist nur ein ganz schmaler Streifen zwischen Granit und Kalk von Lehm und abgestürzten Kalktrümmern verdeckt, ohne daß man eine Spur von den Quarziten oder Sandsteinen nachweisen könnte. Dasselbe ist der Fall an der Grenze nördlich von Kanitz; der Kalk erhebt sich in steilen Erosionsformen über den Granit mit einem schmalen Sockel von Kalkschutt. Die Kalkbänke streichen hier WSW—OSO 40—50° einfallend gegen NO, gleichsam steil geschleppt, an dem Quersprunge. Ebensowenig konnte ich einen sicheren Anhaltspunkt finden für das Vorhandensein des Unterdevons auf der ganzen Strecke bis Babitz.

Es scheint mir sehr fraglich, ob die von Tausch nördlich von Babitz eingetragenen Devonpartien tatsächlich transgredierende und anstehende Schollen sind, ich fand hier nur gehäuftes Kalkblockwerk, das vielleicht schon in vordiluvialer Zeit von den höher oben anstehenden Kalkfelsen herabgewandert sein mag. Im Dorfe Babitz gleich unter der Kirche steht Granit an, die Kirche selbst steht bereits auf Kalkstein. Auch an der Straße, die nördlich von Babitz über dem Tale westwärts nach Adamstal führt, nähert sich der anstehende Granit bis auf wenige Meter dem anstehenden Kalksteine, ohne daß eine Spur von einer unterdevonischen Zwischenlagerung zu sehen wäre.

Völlig unzweifelhaften Aufschluß über die Grenze von Granit und Kalk gibt die oft beschriebene Örtlichkeit beim Hochofen Josefstal östlich von Adamstal. Alle Beobachter haben hier in gleicher Weise die steil westfallende Verwerfung erkannt, an der das Intrusivgestein auf dem Kalke zu liegen kommt[1]). Reichenbach, Tausch und auch H. Bock behaupten, daß an dieser Stelle noch ein schmaler Streifen unterdevonischen Sandsteines zwischen dem Granit und dem Kalksteine eingeklemmt wäre. Es ist zwar für die Deutung der Tek-

[1]) K. Reichenbach. Geologische Mitteilungen aus Mähren. Geognostische Darstellung der Umgegenden von Blansko. Wien 1834, pag. 16. — E. Suess. Entstehung der Alpen. Wien 1875, pag. 70. — V. Uhlig. Die Jurabildungen der Umgebung von Brünn. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns. Wien 1881, pag. 115. — A. Makowsky und A. Rzehak. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Brünn. Verhandl. d. naturf. Vereines, Brünn 1884, pag. 170. — L. v. Tausch. Über die kristallinischen Schiefer- und Massengesteine sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 290 u. 355. — H. Bock. Zur Tektonik der Brünner Gegend. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 259.

tonik des Gebietes unwesentlich, ob an der Verwerfung noch eine kleine Partie der Liegendsedimente emporgeschleppt wurde, ebenso wie es unwesentlich ist, ob die Verwerfung gegen den Granit oder gegen den Kalkstein einfällt und ob örtlich jener auf diesem zu liegen kommt oder ob das umgekehrte der Fall ist; zur Klarstellung will ich jedoch bemerken, daß ich eine Sandsteinlage an der Grenze der beiden Gesteine nicht wahrnehmen konnte. In der unmittelbaren Nähe der Störung ist der Granit stark kataklastisch verändert, etwas undeutlich schiefrig, gebleicht oder blaß grünlich sericitisch; etwas größere Quarzkörnchen mit gerundeten Umrissen treten auffallend hervor, wie das bei ähnlichen granitischen Quetschzonen nicht selten der Fall ist, und ihnen zufolge ist das Gestein für klastisch gehalten worden. In früheren Zeiten sind ja nicht allzuselten die Quetschprodukte von Eruptivgesteinen mit schiefrigen Sedimenten verwechselt worden [1]).

Unter dem Mikroskop zeigen die Gesteine, welche an den Bruch unmittelbar angrenzen, wie vorauszusetzen war, die Erscheinungen der Kataklase in vollkommenster Ausbildung. Von klastischen Umrissen der Körner ist nichts warzunehmen. Die Zwillingsstreifung der häufigen Plagioklase ist stets stark verbogen. Die Körner sind von Zermalmungszonen umgeben, auf denen sich sericitische Häute angesammelt haben. Vereinzelte Biotitschuppen sind in Chlorit verwandelt. Stellenweise finden sich sehr feinkörnige schmale mylonitische Zonen im Gestein.

Der Devonkalk wurde in der Nähe der Verwerfung ebenfalls durch die Pressung in hohem Grade beeinflußt. Wie bereits Uhlig hervorhob, werden die in flache Falten gelegten Schichtbänke von einer gegen Südwest, das ist parallel mit der Verwerfung einfallenden Schieferung durchschnitten. Die Schieferung wird immer vollkommener je mehr man sich der Verwerfung nähert, und die Schichtbankung wird allmählig immer undeutlicher, bis sie unmittelbar am Bruche nicht mehr unterschieden werden kann (Fig. 4). Es scheint, als wäre hier ein graues dünnschiefriges, kalkphyllitartiges Gestein der Störungsfläche unmittelbar angelagert. Diese Gesteinslage wurde ebenfalls fälschlich für einen gesonderten stratigraphischen Horizont gehalten und als mitteldevonischer Mergelschiefer bezeichnet [2]).

In den Tälern, welche weiter im Norden die Granitgrenze queren, bei Laschanek und bei der Sägemühle oberhalb des Gußwerkes Altgrafenhütte, sind die Lagerungsverhältnisse nicht so deutlich aufgeschlossen, doch ist auch hier eine Verwerfung viel wahrscheinlicher als eine Auflagerung des Kalkes auf dem Granit [3]). Am Nordabhange fällt der Kalk mit kleinen Knickungen und unregelmäßig gegen den Granit, auf der Südseite fällt er sehr steil gegen Osten. Blöcke von Quarzkonglomerat und Sandstein liegen in der Nähe.

Tietze [4]) beschreibt die gestörte Lagerung und sehr steile

---

[1]) Vgl. zum Beispiel R. Reinisch, Druckprodukte aus Lausitzer Biotitgranit. Habilitationsschrift. Leipzig 1902, pag. 7.

[2]) Das Liegende der Kalkbänke ist bei Josefstal nicht zu sehen, wie man vielleicht nach der Fig. 2 in der Abhandlung von H. Bock annehmen könnte.

[3]) A. Makowsky und A. Rzehak, l. c. pag. 54.

[4]) E. Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 328.

Schichtstellung der Schiefer und Kalke beim Dorfe Wratikow, an der Ostgrenze der Eruptivmasse, wo diese bereits bald ihr nördliches Ende erreicht; er läßt die Annahme gelten, „daß hier lokal eine Überkippung stattfindet, ähnlich wie man sie beim Adamstal kennt". Der Syenit zeigt nach Tietze in der Nähe der Grenze schiefrige Beschaffenheit. Ungestörte oder wenig gestörte Auflagerung von Kalk auf Granit konnte auf der ganzen Grenze vom Hadyberg bis in die Gegend südlich von Gewitsch an keinem Punkte mit Sicherheit nachgewiesen werden; wo die Aufschlüsse einen näheren Einblick gestatten,



Fig. 4. Schichtbankung und Schieferung im Devonkalke beim Hochofen Josefstal.

Flach ostfallende Kalkbänke werden durchschnitten von den sehr steil westfallenden Schieferungsflächen.

werden immer Verwerfungen an der Grenze beider Gesteine mehr oder weniger deutlich wahrgenommen.

Die Störung von Josefstal ist nicht, wie Tausch glaubt, eine örtliche Ausnahme, sondern es sind im Gegenteil Verwerfungen an der Grenze zwischen Granit und Kalk die Regel; allerdings begrenzt nicht ein einziger nordsüdlicher Bruch das Granitgebiet, sondern Querbrüche scheinen sich spitzwinklig zu durchschneiden. In gleicher Weise sind mitten im Eruptivgebiete Schollen von unterdevonischem Sandstein und Quarzkonglomerat bei Brünn und am Babylom, unweit

Lelekowitz, auch Schollen von devonischem Kalkstein an Verwerfungen abgesunken.

Die Quetschzonen und Rutschflächen, welche man auf Schritt und Tritt antrifft, beweisen ferner, daß die Eruptivmasse selbst von ungezählten Störungen durchschnitten wird, die aber im geologischen Kartenbilde nicht zum Ausdrucke kommen; hier macht sich die Nordsüdrichtung häufiger bemerkbar.

An den einheitlichen Bogen der permischen Sedimente in der Boskowitzer Furche bei Mährisch-Trübau und Landskron schließt sich im Osten ein Gebiet, in welchem Verwerfungen nach verschiedenen Richtungen sehr häufig sind. Ein Teil derselben läuft der Furche parallel und begrenzt zum Beispiel den Landskroner Horst und den aus Kulm und Phyllit bestehenden Molleiner Horst. Bis Schildberg erstrecken sich die Ausläufer der Neißesenke, welche parallel verlaufen mit der Senke von Trübendorf. Die begleitenden Brüche gehören einem ausgedehnten System an, das sich bis zum Heuscheuer Gebirge und darüber hinaus erstreckt. Etwas weiter östlich liegt die Störung von Buschin bei Mährisch-Schönberg.

Das sudetische Gebiet im Osten der Boskowitzer Furche, und zwar sowohl die Eruptivmasse als auch die paläozoischen Gesteine sind nach verschiedenen Richtungen von vielen Verwerfungen durchzogen. Sie treten deutlich hervor, wenn sie die Grenze zwischen zwei verschiedenen Gesteinen bilden.

---

2. Konglomerate des Kulm.

In allen Gebieten der deutschen Kulmformation, in den Vogesen, in Westfalen und im Fichtelgebirge, im Frankenwalde, in Thüringen und im Harz, ebenso wie in dem kleinen sächsischen Bezirke und an den Abhängen des Eulengebirges in Schlesien, finden sich neben den weitverbreiteten Sandsteinen und Schiefern auch konglomeratische Lagen, bald nur in beschränkter Ausdehnung; bald kennzeichnend für ganze Horizonte, entweder im Liegenden oder im Hangenden der ganzen Bildung. Nach den vorliegenden Beschreibungen erreichen sie aber nirgends eine so bedeutende Ausdehnung und so auffallende Entwicklung, wie in den südlichsten Ausläufern des mährischen Kulmgebietes in der Richtung gegen Brünn.

Camerlander[1]) betonte bereits, daß im schlesischen Kulmgebiete gegen Süden die Schiefer immer mehr zurücktreten und Sedimente von gröberem Korn größere Verbreitung gewinnen; in noch höherem Maße ist das der Fall in dem Kulmgebiete von Drahan im Westen der Olmützer Ebene, wo Schiefer neben den Grauwacken und Sandsteinen nur eine geringe Rolle spielen.

Tausch erwähnt bei der Beschreibung des Kulmgebietes im Kartenblatte Boskowitz—Blansko, daß hier Konglomerate nur gegen

[1]) C. v. Camerlander. Geologische Aufnahmen in den mährisch-schlesischen Sudeten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 40, 1890, pag. 157.

Südwesten, also zunächst der Grenze gegen das Kartenblatt Brünn, größere Verbreitung gewinnen [1]). Im Kartenblatte Proßnitz—Wischau, und zwar im Gebiete der großen und der kleinen Hanna bei Pistowitz und Ratschitz, erwähnt derselbe Autor Gneis- und Granitblöcke in den Konglomeraten, welche in einzelnen Fällen Durchmesser von 1—2 *m* erreichen [2]). Auch in dem kleinen Kulmgebiete der nordwestlichen Ecke des Kartenblattes Austerlitz sind neben Grauwacken Konglomerate sehr verbreitet [3]).

Aus diesen Nachbargebieten greifen die Konglomerate von allen Seiten über auf das Kartenblatt Brünn.

Der Kulm schließt hier, wie oben beschrieben wurde, mit unregelmäßiger Grenze an das Kalkgebiet, löst sich gegen Süden in einzelnen Kuppen auf und taucht allmählich hinab unter die Decke von Löß und miocänem Tegel. In einzelnen tieferen Tälern, wie bei Schlappanitz, kommt der Kulm nochmals felsig hervor unter der jüngeren Decke. Im allgemeinen herrscht wie im Kalkgebiete östliches Einfallen, u. zw. steile, stellenweise senkrechte Schichtstellung in der Nähe der Kalkgrenze bei Lösch (Fig. 5); Fallwinkel von ca. 45° herrschen im Rziczkatale, weiter gegen Osten wird die Neigung stellenweise wieder recht flach, wie z. B. am Napoleonshügel bei Bosenitz, bei Wellatitz, bei Horakow und südlich von Schiwitz. Im Orte Schiwitz wird örtlich sehr steiles Westfallen angetroffen.

Das ganze Gebiet, welches etwa 38 km^2 umfaßt, besteht zum weitaus größten Teile aus Konglomeraten. Nur an wenigen Punkten finden sich die bezeichnenden schwarzen, dünnblättrigen Schiefer des Kulm. Einer dieser Punkte ist der Waldrand oberhalb der westlichen Hälfte des langgestreckten Dorfes Hostienitz; die Schiefer greifen hier in geringerer Ausdehnung über auf das gegenüberliegende südliche Gehänge und zeigen bald Übergänge in schiefrige Sandsteine. Ein zweites kleines Schiefergebiet befindet sich am Wege vom Dorfe Mokrau zum Mokrauer Jägerhause; hier steil gegen Südwest geneigt und unmittelbar angelehnt an die Mokrauer Verwerfung und angrenzend an den Devonkalk. Ein schmales Band von schwarzem Schiefer grenzt auch an die kleine Kalkpartie, welche an der Straße von Mokrau nach Horakow aufgeschlossen ist. Ferner befinden sich noch Kulmschiefer und schiefrige Sandsteine an beiden Gehängen des Rziczkatales gleich oberhalb Kritschen in der Nähe der Mühle; an der Biegung der Straße sind verworrene Faltungen von Schiefer und Sandstein angeschnitten.

Sandbänke sind häufig zwischen die Konglomeratbänke eingeschaltet und mit diesen durch Übergänge verbunden. Sehr grobkörniger und grauwackenartiger Sandstein findet sich in mächtigeren Bänken an einigen Punkten des Rziczkatales, u. zw. im Gebiete zu-

---

[1]) L. v. Tausch. Über die kristallinischen Schiefer und Massengesteine sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 45, 1896, pag. 358.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1891, pag. 155.

[3]) L. v. Tausch. Resultate der geologischen Aufnahme des nördlichen Teiles des Blattes Austerlitz etc. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 43, 1893, pag. 257.



nächst unterhalb der Mokrauer Verwerfung und weiter abwärts zwischen der Pariczekmühle und der Altmühle.

In den Tälern sind die Konglomerate fast allenthalben gut aufgeschlossen, so besonders an der Straße von Lösch zum Rziczkatale und im Durchbruche bei Schlapanitz, bei Wellatitz, am Napoleons-



Fig. 5. Bänke von Sandstein und Konglomerat des Kulm an der Strasse unterhalb Lösch, in fast senkrechter Stellung.

Die Schichtung wird von Cleavageflächen durchschnitten, welche mit etwa 45° gegen Osten einfallen.

hügel bei Bosenitz, in den Gehängen bei Posorzitz und oberhalb Schumitz; aber auch auf den Höhen und Kuppen lassen sie sich meistens anstehend nachweisen. Oft bedeckt dicht gestreuter Schotter, welcher den Konglomeraten entstammt, auf weite Strecken den Waldboden, so z. B. im ausgedehnten Kneši-Hrda-Walde in der Nordost-



ecke des Kartenblattes. Die Gerölle aus den Konglomeraten sind oft weithin verstreut über die den Kulmbergen vorliegenden Gehänge, sie liegen verschleppt in großer Zahl manchmal auf tertiärem Tegel, wie bei Posorzitz und Schumitz, und manchmal auch auf dem Löß und Gehängelehm, wie bei Horakow und bei Wellatitz. Eine Verwechslung dieser verschleppten Gerölle mit diluvialem Terrassenschotter kann stellenweise nicht ausgeschlossen sein.

Im anstehenden Gestein sieht man häufig den mannigfachen Wechsel von Konglomeratbänken mit groben Sandsteinbänken (Fig. 5); die ersteren sind in der Regel mächtiger und häufiger und manchmal fehlen die Sandsteineinlagerungen. Sehr oft sind einzelne Gerölle, und zwar auch solche von bedeutenden Dimensionen, im Grauwackensandstein eingebettet. Die Größe der einzelnen Gerölle ist sehr verschieden, die kleineren überwiegen natürlich bedeutend an Zahl. Neben kleinsten gerundeten Körnchen finden sich nußgroße, eigroße oder faustgroße Gerölle in Bänken angehäuft. Fast an jeder Lokalität erreichen einzelne Blöcke Kopfgröße; sie sind zwischen die kleinen eingelagert. Blöcke von mehr als 1 *m* Durchmesser sind aber ziemlich selten. Ich fand solche am Fahrwege nördlich von Schiwitz gegen Horakow und in den Abhängen bei Schumitz. Gegen 2 *m* erreichen manche Blöcke in dem Tälchen unterhalb Jesera gegen Schumitz.

Die Stücke sind stets gerollt, rundlich oder flach geglättet, gleich wohlausgebildeten Flußgeschieben. Die größeren Blöcke sind meistens mehr massig und gerundet, sie zeigen niemals Ecken oder Kanten und die Oberfläche ist glatt.

Trotz lagenweiser und schichtiger Anordnung im großen sind die Gerölle im einzelnen durchaus nicht nach der Größe geordnet, sondern die umfangreichsten Blöcke können in relativ feinem Konglomerat oder, wie erwähnt, selbst in grobkörnigem Sandstein eingebettet sein.

Die Konglomerate sind polygen. Die verschiedensten Gesteine sind einerseits in derselben Bank vereinigt und anderseits werden die häufigeren bezeichneten Typen in allen Teilen des Kulmgebietes angetroffen. Es ist lange bekannt, daß der weitaus größte Teil der Gerölle mannigfachen Gesteinen des Grundgebirges angehört.

Das häufigste Gestein ist ein sehr feinkörniger, glimmerarmer, orthoklasreicher Biotitgneis; im frischen Zustande heller oder dunkler grau, von dem Aussehen mancher Granulite, bei beginnender Verwitterung weiß, doch sind Granaten mit freiem Auge nur äußerst selten und in kleinen Individuen wahrzunehmen; auch kleine Fibrolithfleckchen wurden nur an ganz wenigen Blöcken gesehen. Einige Dünnschliffe haben gezeigt, daß diese Gesteine zum größten Teile aus Mikroperthit bestehen, mit viel Quarz und wenig Biotit; selten sieht man kleine Granaten, mit kleinen, eckigen Quarzeinschlüssen, sie sind randlich in Chlorit und Quarz umgewandelt. Nur an einer Stelle fand sich ein Säulchen von Disthen. Sehr spärlich finden sich Apatit und Zirkon; die undulöse Auslöschung und die kataklastischen Zertrümmerungszonen scheinen noch im anstehenden Gestein und nicht erst nach der Umlagerung in den Kulm entstanden zu sein.

Um diesen Haupttypus des Gneises gruppieren sich zahlreiche Varietäten; das Gestein nimmt häufig etwas gröberes Korn an, wird



mehr ebenschiefrig, bei Zunahme und Vergrößerung der Glimmerschuppen auch grobfaserig; dann gesellt sich auch weißer Glimmer dazu. Einzelne Blöcke von mehr richtungsloser, granitischer Textur erinnern dann sehr an manche Typen der weißen Gneise des mährischen und niederösterreichischen Urgebirges und werden von diesen in der Regel nur durch einen geringen Gehalt an weißem Glimmer und durch die Seltenheit der Granaten unterschieden.

In seltenen Blöcken von grobflaserigem Biotitgneis sind die Granaten etwas größer und häufiger.

Grobflaserige oder schiefrig sericitische Gneise sind recht häufig. Sie enthalten meistens flache Linsen oder augenartige Anschwellungen, in denen Orthoklas und Quarz mit gröberem Korne gehäuft sind. Es finden sich aber auch in solchen Gesteinen vereinzelt die porphyroklastischen Orthoklase, welche für den Kepernik-Gneis der Sudeten und den Bittescher-Gneis im westlichen Mähren bezeichnend sind.

Auch rein weißer Sericitgneis wurde in einzelnen Blöcken im Konglomerat bei Schiwitz gefunden.

Mit besonderer Sorgfalt wurde nach echten Granuliten gesucht; denn diese Gesteine bilden einen sehr bezeichnenden Typus im westmährischen Grundgebirge und finden sich in so typischer Ausbildung nicht in den Sudeten. Es wurden nur wenige Gerölle glimmerfreien, granatführenden Gesteines in den Waldgebieten nördlich von Posorzitz gefunden, welches im Handstück den Namen eines Granulits verdient. Aber auch glimmer- und granatführende Granulitgneise und Granulite mit mehr ausgeprägter, bandstreifiger Parallelstruktur, wie sie in ähnlicher Ausbildung im westlichen Grundgebirge die größte Verbreitung finden und auch in den Sudeten seltener vorkommen, werden im Kulmkonglomerat nicht gänzlich vermißt. Man findet übrigens in kristallinischen Schiefern, besonders in Glimmergneissen, und auch in Glimmerschiefern, in der Regel stellenweise beschränktere Einlagerungen, welche nach der allgemein gebräuchlichen Definition als Granulite zu bezeichnen wären; doch nach dem allgemeinen Habitus der Gesteine, scheint es mir nicht wahrscheinlich, daß die Zerstörungsprodukte größerer, zusammenhängender Granulitkörper, wie sie für die westlichen kristallinischen Gebiete so bezeichend sind, an der Zusammensetzung der Kulmkonglomerate teilnehmen.

Echte grobschuppige Glimmerschiefer wurden nicht gefunden, dagegen ist bleigrauer feingefältelter Phyllit nicht selten.

Recht auffallend sind an mehreren Punkten, wie namentlich im Dorfe Schumitz, einige sehr große Blöcke von porphyrischem Granitit mit 2 *cm* großen rechteckigen Orthoklasen, ein Gesteinstypus, wie er in den Granitstöcken der böhmischen Masse, zum Beispiel in dem Stocke von Trebitsch, aber auch in den Sudeten sehr verbreitet ist. Auch die mittelkörnigen, glimmerreichen Granitite und Amphybolgranitite jener Gegend und die feinkörnige Typen, ähnlich dem Granit von Mauthausen, Zweiglimmergranite und Aplite, wie sie an den Rändern der westmährischen Granite auftreten, wurden nicht selten gefunden. Besonders bezeichnend für die Konglomerate ist ein sehr biotitreiches, grobkörnig granitisches Gestein mit weißem



Plagioklas. Es ist stets sehr stark zersetzt, so daß aus dem anstehenden Fels mit dem Hammer nur der lockere Grus herausgekratzt werden kann.

Selten sind stark chloritisch zersetzte Grünsteine, feinkörnige Diorite und wenig geschieferte, feldspatfreie Amphibolite. Allenthalben aber ist weißer Gangquarz verbreitet, er macht aber niemals einen hervorragenden Bestandteil aus.

Begreiflicherweise gehört auch devonischer Kalk zu den häufigen Gesteinen. Er findet sich in besonders großen Blöcken im Konglomerat bei Mokrau und nördlich von Horakow; im Vergleiche zur Menge der kristallinischen Gesteine bildet er aber immer noch einen sehr untergeordneten Bestandteil. Bemerkenswert ist die Seltenheit sonstiger vorkarbonischer Sedimente und nur sehr vereinzelt findet man Gerölle von quarzitischem Sandstein, von Kieselschiefer oder einer glimmerigen Grauwacke, ähnlich den Grauwacken des Kulm in den benachbarten Gebieten.

Zu den Gesteinen, die beim Zerschlagen der Gerölle von Zeit zu Zeit in die Augen fallen, gehören weiße oder blaßrote oder auch blaßgrünliche Quarzporphyre mit feinkörniger, feldspätiger Grundmasse ohne Glimmer und mit einen oder wenige Millimeter großen eckigen Quarzen; diese Gesteine sind im westmährischen und niederösterreichischen Grundgebirge ganz unbekannt; die Herren Prof. Becke, G. v. Bukowski und Prof. Rosiwal erklärten mir auf meine Anfrage, daß ihnen ähnliche Gesteine bei ihren Arbeiten im Sudetengebiete nicht vorgekommen wären. Nur mit größeren dichten, feldspätigen Ganggesteinen, welche die Uralitdiabase nördlich von Brünn durchsetzen und welche mit aplitischen Gesteinen durch Übergänge verbunden sind, besteht anscheinend eine gewisse Verwandtschaft. Eine sichere Identifizierung ist jedoch nicht möglich.

Soweit meine bisherigen Erfahrungen gehen, fehlen in den Konglomeraten des Kulm Cordieritgneise, Pyroxengranulite und ebenso feldspätige Amphybolite, Hornblendegneise und Serpentine. Auch die Gesteine der Brünner Intrusivmasse: die bezeichnenden titanitführenden, plagioklasreichen Granitite und Diorite, konnten nicht aufgefunden werden.

In den Beschreibungen der Konglomerate verschiedener Kulmgebiete werden manchmal Erwägungen über deren Entstehung angetroffen. Camerlander erwähnt gelegentlich der Besprechung der schwarzen Schieferkonglomerate in den südöstlichen Sudeten, daß die Einlagerung der kirschkern- oder eigroßen Gerölle ganz unregelmäßig ist, „am ähnlichsten dem Geröllmaterial innerhalb einer Moräne“ [1]). Dathe berührte die Möglichkeit einer Mitwirkung von Eistransport bei der Besprechung der Kulmkonglomerate in der Gegend von Salzbrunn [2]). Nach seiner Beschreibung besitzen insbesondere die Konglomerate von Alt-Reichenau—Liebersdorf große Ähnlichkeit mit den hier besprochenen Bildungen. Auch dort wird ein Gebiet von mehreren Quadratkilometern fast nur von Konglomeraten mit bis

[1]) l. c. pag. 130.
[2]) Abhandl. d. preuß. geol. Landesanstalt. Neue Folge. Heft 13, 1892. S. 67.

kopfgroßem und größerem Gerölle zusammengesetzt, neben denen Grauwackensandsteine eine ganz untergeordnete Rolle spielen und Tonschiefer nur in einigen kleinen Zwischenlagen zur Ausbildung gelangt sind. Auch dort deutet die Mengung der verschiedenen Gesteine auf eine Zuführung aus großer Entfernung. Ein großer Teil der Gesteine weist auf das Riesengebirge, ein kleinerer gehört den Gneisen des Eulengebirges an. Ein ziemlich allgemein verbreiteter rotbrauner Granit, der ebenfalls in großen Blöcken auftritt, ist aus Sachsen, Böhmen und Schlesien unbekannt und wird den nordischen Gesteinen der erratischen Blöcke in derselben Gegend verglichen.

Dathe errinnert an die Angaben über eine karbonische Eiszeit in Indien, Australien und Südafrika, ohne jedoch ein endgültiges Urteil abzugeben. Nach seiner Meinung wären diese Gerölle „die letzten Überreste und Zeugen eines verschwundenen schlesischen Gebirges, das nicht allzuweit vom jetzigen Kulmgebiete entfernt war". Bei einer späteren Besprechung desselben Gebietes wird aber eine diesbezügliche Äußerung [1]) nicht angetroffen.

Ausführlicher erwog Kalkowsky die Entstehung der Gerölltonschiefer an der Bahnstrecke Eicht—Probstzella—Stockheim im Frankenwalde [2]). Er glaubt, daß die faust- bis kopfgroßen Gerölle von Granit und kristallinischen Schiefern in Eisschollen schwimmend in größere Entfernung von der Küste und in größere Meerestiefen und somit in das Gebiet der tonigen Sedimente gebracht worden sind. Lepsius dagegen hält die Annahme eines Eisschollentransports für überflüssig; nach seiner Meinung wurden die Gerölle in Deltabildungen abgelagert, die sich immer weiter ins Meer hinausschoben [3]).

Beim Anblicke der mächtigen Konglomerate östlich von Brünn mit ihren nach Größe und Gesteinsart so mannigfach gemengten Blöcken wird man gewiß an den Transport durch Eis in irgendeiner Form erinnert. Doch wird man sich zu weitgehenden Schlußfolgerungen über das Klima der unteren Steinkohlenformation erst entschließen, wenn näherliegende Erklärungen gänzlich versagen.

Die glatte, gerundete Gestalt aller Blöcke zeigt deutlich, daß sie in hohem Maße der formenden Kraft bewegten Wassers unterworfen waren. Die größten Blöcke erinnern an die Einwirkung der Meeresbrandung, obwohl sie nicht vollkommen rund sind, wie das bei Strandgeröllen meistens der Fall ist. Es ist ja bekannt, daß die Meeresbrandung ganz gewaltige Massen zu bewegen, umzuformen und auch streckenweise fortzuschleppen vermag [4]).

Die große Mannigfaltigkeit der Gesteine deutet aber ohne Zweifel auf den Transport aus größeren Entfernungen hin; die kleineren Geröllagen erinnern stellenweise sehr an Flußschotter, während anderseits oft größere Blöcke im Sande eingebettet sind. Vielleicht hat der Transport vom Lande her zusammengewirkt mit der Umlagerung durch

---

[1]) Die Salzbrunner Mineralquellen. Zum 300jähr. Jubiläum der Verwendung des Oberbrunnens. Berlin 1901.

[2]) E. Kalkowsky. Über Gerölltonschiefer glazialen Ursprunges im Kulm des Frankenwaldes. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1893, pag. 69.

[3]) R. Lepsius. Geologie von Deutschland, II. Teil. Stuttgart 1903, pag. 229.

[4]) Bogulowsky. Ozeanographie. Stuttgart 1887, pag. 100.

mächtige Flutwellen und Brandungen zur Bildung dieser Ablagerungen. Voraussetzung dieser Annahme ist die Nähe eines hohen Gebirges mit steilen Tälern, mit Flüssen, die mindestens zeitweilig, vielleicht infolge einer jährlichen Schneeschmelze, bedeutende Wassermengen führten.

Die Vergesellschaftung der Gesteine ist nicht diejenige, die man bei einer Herkunft von Westen aus den inneren Tälern der böhmischen Masse erwarten sollte; Amphibolite, Granulite, Fibrolithgneise, Serpentine sind viel zu selten. Eher deutet sie auf die nördlichen Gebiete, auf den kristallinischen Kern der Sudeten.

Man erkennt aber unzweifelhaft, daß sich in der Nähe des besprochenen Gebietes schon vor der Kulmzeit ein gefaltetes Gebirge befand, das nach Beseitigung der auflagernden Sedimente bereits bis auf den kristallinischen Kern abgetragen war, wenn auch die allertiefsten Umwandlungsstufen der kristallinischen Schiefer mit den Cordieritgneisen, Fibrolithgneisen und Granuliten noch nicht in größerem Maße bloßgelegt waren. Doch können wir nicht sagen, wie weit das Kulmmeer gegen Süden reichte. Nachträgliche Gebirgsbildung und Transgressionen haben die Gestalt der Oberfläche im höchsten Grade verändert und wir sind völlig im unklaren darüber, was sich an Stelle der gegenwärtigen tertiären Ebene und der Karpathenketten befunden haben mag.

Über einen dem Thunfische verwandten Raubfisch der Congerienschichten der Wiener Bucht.

(Pelamycybium [„Sphyraenodus“] sinus vindobonensis n. gen. et n. sp.)

Von **Franz Toula.**

Mit einer lithographischen Tafel (Nr. III) und 11 Textillustrationen.

Gegen Ende des letzten Studienjahres brachte mir einer meiner Hörer, Herr stud. ing. Anton Schindler, aus einer Ziegelgrube zu Siebenhirten bei Wien ein Kieferstück mit spitzen, etwas hakig gekrümmten Zähnen, welche aus der Umhüllung, einem mergeligen, erhärteten, zum Teil mit Eisenkies durchzogenen, gelblichgrauen Ton, hervorlugten. Sorgfältige und nicht ganz leichte Präparation brachte das Taf. III, Fig. 1 dargestellte Stück zutage. Da Herr Schindler die Wahrscheinlichkeit aussprach, daß an der Fundstelle, an der über 12 *m* hohen, fast vertikal abgearbeiteten Tegelwand in der seinem Vater gehörigen Ziegelgrube, noch weitere Teile dieses Fisches vorkommen dürften, sah ich mich veranlaßt, den Adjunkten meiner Lehrkanzel, Herrn Dr. J. Porsche, mit meinem eingeübten Diener Wienerberger nach Siebenhirten zu entsenden. Herr Porsche nahm die Verhältnisse der Fundstelle (*f*) auf. (Man vergleiche die umstehende Textfigur 1.) Wienerberger grub bei einem späteren Besuche, als die Abräumarbeiten wieder bis zur Fundstelle vorgerückt waren, die in unmittelbarer Fortsetzung der Lage, auf welcher das Kieferstück gefunden worden war, befindlichen Tegelplatten heraus, auf welchen in langer Reihe die Wirbel lagen.

In dem plattigen, sandigen Tegel, aus welchem die Fischreste stammen, finden sich Unmassen kleiner amygdaloider Congerien, zumeist in schlechter Erhaltung, und weniger häufig Steinkerne ziemlich großer Cardien. Die ersteren werden wohl als *Congeria Čžjžeki M. Hoernes* (Foss. Moll., II, pag. 367, Taf. XLIX, Fig. 3) zu bestimmen sein, die letzteren aber als *Cardium apertum Münst.* (M. Hoernes, l. c. pag. 201, Taf. XXIX, Fig. 5 u. 6), und zwar als eine zwischen den in Fig. 5 u. Fig. 6 abgebildeten Typen stehende Form, mit nach vorn etwas verlängertem, geradem Schloßrande. Man kann 11 Rippen zählen. Das Klaffen der Schalen dürfte unbeträchtlich gewesen sein. Die Steinkerne, wie sie vorliegen, haben einige Ähnlichkeit mit jenen des sarmatischen *Cardium plicatum Eichw.* (M. Hoernes, l. c.

Taf. XXX, Fig. 1), doch liegen auf dem festgebundenen Gesteine die Abdrücke derselben Congerien.

Die Knochenreste sahen recht übel aus, da die auf der oberen Seite der betreffenden Platte liegenden Wirbel stark korrodiert waren. Bei der Präparation ergab sich jedoch bald, daß die im Gesteine steckenden Partien der Wirbelkörper in bezug auf ihre Erhaltung viel weniger zu wünschen übrig ließen. Auch zeigte sich, daß die einzelnen herausgeförderten Stücke sich ungezwungen in eine ununterbrochene Reihe aneinanderfügen ließen und eine Wirbelkörperreihe von zirka 1 *m* Länge ergaben. Das überraschendste war, daß das hinterste Stück der Reihe eine zusammenhängende Platte bildet. Ich begab mich sofort in die zoologische Sammlung des k. k. naturh. Hofmuseums, wo sich ein von Herrn Kustos Siebenrock trefflich präpariertes, zerlegtes Skelett eines Thunfisches befindet, welches mich überzeugte, daß ich es mit einem Verwandten des Thunfisches zu tun haben müsse,

Fig. 1.

1 Krume, 50 *cm*. — 2 Lokalschotter. — 3 Sandiger, etwas rostiger Tegel, 1·5 *m*. — 4 Plattiger, feinsandiger Tegel. — 5 Blauer Tegel, 12 *m* tief aufgeschlossen.

was mir Herr Siebenrock bestätigte, indem er betonte, der Rest von Siebenhirten könne nur der Familie der Scombriden angehören und keiner anderen, da nur dieser Familie der eigenartige Bau eines plattenförmigen Schwanzendes zukomme. Dieses tafelförmige Hypurale wird bekanntlich bei den lebenden Makrelen von den Schwanzflossenstrahlen, denen es zum Ansatze dient, teilweise verhüllt. — Damit war aber der Fund zu einem immerhin interessanteren geworden, da man bei den fossilen Formen diese Übereinstimmung, soviel mir bekannt geworden, bisher nicht mit genügender Schärfe wahrzunehmen vermochte, ganz besonders aber nicht bei den groß- und spitzkonischzähnigen Formen, welche man bisher nach Agassiz als *Sphyraenodus*, nach Owen als *Dictyodus* bezeichnet hat, wenngleich auch eine österreichische Form dieser spitzzähnigen Fische schon vor sehr langer Zeit, und zwar vom Grafen Münster unter dem Namen *Cybium*

Partschi aus dem Tegel von Inzersdorf, nach ärmlichen Resten beschrieben und damit die Zugehörigkeit zu den Scombriden angedeutet worden war. Freilich war die Einreihung bei *Cybium* nicht ganz zutreffend, da für dieses Geschlecht ausgesprochen zweischneidige, lanzettliche Zahnkronen bezeichnend sind. Mit *Sphyraena* hat unser Fund nichts zu tun, da ja bei *Sphyraena* die Form der Wirbelkörper eine ganz andere ist als bei unserem Fossil, welches sich in dieser Beziehung an die Scombriden inniger anschließt. Der Name *Sphyraenodus* war schon aus diesem Grunde von allem Anfange an kein glücklicher.

Bevor ich in die nähere Betrachtung der Fundstücke von Siebenhirten eingehe, will ich es nicht unterlassen, meine Danksagung abzustatten an die Herren Hofrat Dr. Franz Steindachner, Kustos Siebenrock und Kustos E. Kittl, für die große Bereitwilligkeit, mit der mir die genannten Herren Vergleichsmaterialien und die literarischen Behelfe zur Verfügung stellten. Herrn Kustos Siebenrock aber bin ich für seine stete Bereitwilligkeit herzlichst dankbar, mit der er mir während meiner Arbeit das Vergleichsmaterial von lebenden Formen zur Verfügung stellte. Auch den Herren Kollegen Dr. A. Koch in Budapest und Dr. L. Dollo in Brüssel fühle ich mich zu Dank verpflichtet. Mein lieber Freund, Herr Hofrat Dr. J. M. Eder, ließ mir die photographische Verkleinerung der Wirbelsäule herstellen, wodurch dem Zeichner eine wesentliche Erleichterung geboten wurde.

A. Beschreibung der Fischreste von Siebenhirten.

Von Siebenhirten liegt mir vor allem ein linker Unterkieferast vor (Taf. III, Fig. 1 *a*—*c*), 10·65 *cm* lang, 5·46 *cm* hoch und rückwärts 2·1 *cm* dick. Das Symphysenende, soweit es erhalten, ist 3·76 *cm* hoch.

Die äußere Oberfläche ist leicht konvex gekrümmt, die Innenfläche in der Mitte leicht vertieft. Die äußere Oberfläche zeigt eine etwas ungleiche, aber deutliche Streifung mit einer nahezu glatten Längszone, unterhalb der rückwärtigen vier Zähne. Gegen den Rand der die Zähne tragenden Oberseite ist eine zierliche Transversalfurchung vorhanden. Zwischen dem dritten und vierten Zahne findet sich an der Außenseite des Dentale die Mündung eines Gefäßloches, das sich ganz an derselben Stelle auch bei *Cybium* findet.

Der Vorderrand (das Symphysenende) zeigt einen unregelmäßigen, tief eingebuchteten Verlauf, mit einer starken, transversal gestreiften und gefurchten Aufwölbung an der Außenseite.

Am hinteren Bruchrande unseres Stückes ist noch der Beginn der tiefen Furche erhalten, in welche sich der vordere Teil des Gelenkstückes (*os articulare*) hineinschiebt.

Die glatte Innenseite zeigt nahe dem vierten Zahne unseres Stückes den oberen schön gerundeten Rand der tiefen Furche oder Grube für die Aufnahme des Meckelschen Knorpels. Oberhalb tritt die erwähnte seichte Vertiefung auf, welche gegen das Symphysenende spitz ausläuft, an der oberen Grenze eine stumpfe Längskante besitzt und an der Oberfläche fein längsgestreift ist. Am Symphysenrande



findet sich hinter dem scharfen Vorderrande eine tiefe unregelmäßige Grube, die, für Band- und Knorpelmassen bestimmt, gegen rückwärts durch eine kammartige Erhöhung begrenzt wird.

Die die Zähne tragende Oberseite des Knochens (Taf. III, Fig. 1 *c*) ist von scharfen Rändern begrenzt — der äußere ist recht wohlerhalten — und verbreitert sich der Raum zwischen diesen Rändern von vorn 5 *mm* auf rückwärts 7·5 *mm*. Die Zähne sind von der charakteristischen konischen Form, mit hakenförmig nach einwärts gebogener Spitze. Vollkommen erhalten sind fünf Zähne, mit den dicken Basal- oder Wurzelstücken sind weitere zwei Zähne erhalten, während ihre Kronen abgebrochen sind. Außerdem finden sich zwei weite tiefe Gruben (Alveolen) vorn, die wohl gleichfalls zur Aufnahme von Ersatzzähnen bestimmt waren. Ganz vorn, nahe der Symphyse, liegen zwei kleine Grübchen. Auch gegen rückwärts finden sich zwischen den Zähnen rundliche Vertiefungen.

Das Kieferstück dürfte vollbezahnt von 14 Zähnen besetzt gewesen sein. — Was die Form und Beschaffenheit der Wurzeln anbelangt, so stimmt das von A. Koch (1904) Gesagte mit unserem Stücke gut überein, sie sind dick, spongiös und scheinen einem Dickenwachstum unterworfen gewesen zu sein, was zur Resorption des inneren Kieferwandteiles geführt haben mag, wie sich an der ersten großen leeren Alveole, aber auch bei den hinteren Zähnen erkennen läßt, deren Wurzeln über die Kieferwandung vorragen. Alle fünf Zähne zeigen die Form leicht gekrümmter Kegel von nur annähernd kreisförmigen Umrissen an der Basis der Krone. Die Länge des Zahnquerschnittes, von vorn nach rückwärts gemessen, beträgt bei dem mittleren Zahne 7·3 *mm*, die Breite, von außen nach innen, 6 *mm*; beim vordersten Zahne beträgt dieses Verhältnis 6·5 : 5·3 *mm*, ist sonach ein fast gleiches[1]). Die Höhe des ersten erhaltenen Zahnes ist 8·6 *mm*, des zweiten 8·7 *mm*, des fünften 7·3 *mm* (die Spitzen des dritten und vierten Zahnes sind leicht verletzt).

---

[1]) Von den Zähnen aus der geologisch-paläontologischen Sammlung des Hofmuseums habe ich mehrere gemessen:

Bei Unterkieferzähnen von Vösendorf ist der Zahnquerschnitt	3·7	*mm*	lang,	3·4	*mm*	breit
	3·2	„	„	3·1	„	„
	3·1	„	„	3·09	„	„
Ein Zahn eines Intermaxillarendes	3·3	„	„	2·9	„	„
Oberkieferzähne von Inzersdorf (sehr spitz)	3·2	„	„	3·2	„	„
Oberkieferzahn von Leopoldsdorf	3·5	„	„	3·3	„	„
„ „ „ (Hinterende) . . .	3·0	„	„	3·0	„	„
Unterkieferzahn „ „ (nahe der Symphyse)	3·5	„	„	3·4	„	„
Der vierte Unterkieferzahn von Leopoldsdorf ist . .	3·9	„	„	3·7	„	„
Ein großer Unterkieferzahn von Inzersdorf (von den in Taf. III, Fig. 7 und 8 dargestellten Fundstücken) ist	6·9	„	„	8·2	„	„ (!)

Das ist ein ganz abweichendes Verhalten und wird man es daher besonders bei dem letzten Fundstücke wohl mit einem anderen Fossil zu tun haben, für dessen Bestimmung man bessere Funde abwarten muß.

Es ist bedauerlich, daß sich diese Verhältnisse für die von Münster (1847) beschriebenen und abgebildeten Zähne von *Cybium Partschi* nicht mehr bestimmen lassen, eine Form, die, wie ich glaube, in dieselbe Formengruppe gehört.



Die Oberfläche der Zahnkronen zeigt auch bei unserem Reste eine unter der Lupe erkennbare sehr zarte, bis weit hinauf reichende Längsstreifung. Viel auffallender ist die ausgesprochene Furchung, die sich zum Teil gleichfalls bis gegen die Spitze verfolgen läßt. Dieselbe ist an der Außenseite besonders scharf ausgeprägt, erscheint aber beim letzten hintersten Zahn viel weniger deutlich. Wenn ich die Furchen des mittleren Zahnes zähle, oder auch die vorragenden Längswülste, so finde ich acht solche, bei dem vorhergehenden Zahne aber nur deren fünf. Es scheint diese Furchung sonach recht veränderlich zu sein.

Von Siebenhirten liegt mir noch ein kleines Bruchstück mit kleinen hakenförmigen Zähnen vor, das von demselben Individuum herstammen muß, da es mit den übrigen Resten zusammen gefunden wurde. Vielleicht könnte man an das hinterste Ende des Unterkiefers denken. Die weit an das Ende gerückten Zähne scheinen nun aber nicht dafür zu sprechen. Sollte es etwa ein Stück des Palatinums sein? *Cybium* hat ja, wie Dollo und Storms (Lit.-Angaben 1888, S. 267) anführen, konische Zähne am Palatinumunterrande. Mein kleines Vergleichsexemplar von *Cybium* läßt dies nicht erkennen. Ich lasse das Stück (Taf. III, Fig. 3) abbilden, und zwar von der Innenseite. Es würde auf eine weitgehende Abschwächung des Knochens gegen das hintere Ende hindeuten, was übrigens auch bei dem mir zum Vergleiche vorliegenden Skelette der Fall ist. Drei Zähnchen sind erhalten, davon zwei dicht nebeneinander, analog wie bei dem Fig. 2 abgebildeten Hinterende des Oberkiefers, beziehungsweise Zwischenkiefers. Sollte die erstere Annahme richtig sein, so würde das Stück von der rechten Seite stammen. — An das vorderste Ende des Zwischenkiefers ist dabei nicht zu denken, da der Winkel im Symphysenende ein viel zu großer wäre.

Von Siebenhirten erhielt ich auch das soeben erwähnte Endstückchen eines rechten Zwischenkiefers (Taf. III, Fig. 2) mit vier wohlerhaltenen, stark hakenförmigen Zähnchen, welche der Form nach jenen gleichen, welche Münster (1846) von Inzersdorf abgebildet hat. Von diesen Zähnen stehen zwei nebeneinander. Vier Zähnchen sind teils abgebrochen, teils sind ihre Alveolen angedeutet. Dieses Stück hat eine Länge von 4·7 *cm* und verjüngt sich rasch gegen das hintere, beziehungsweise untere Ende von 1·34 *cm* Höhe und 1·1 *cm* Dicke, bis zu einem scharf schneidigen Ende. Die Oberfläche ist mit kräftigen Längsstreifen bedeckt. Der äußere Rand der Alveolarzone der Oberseite ist kantig, der innere gerundet. Der mittlere Zahn, dessen Spitze leider etwas beschädigt ist, zeigt die feine Längsstreifung, welche von Querlinien wie von zarten Wülsten durchquert wird. Auch Furchungen lassen sich daran deutlich wahrnehmen, und zwar acht an der Zahl. Größter Längsdurchmesser (des mittleren Zahnes) 5·2 *mm*, größter Querdurchmesser 4·7 *mm* bei einer Kronenhöhe von zirka 6·7 *mm*. Der eine (letzte) abgebrochene Zahn zeigt im Zentrum eine im Umriss fast dreiseitige Höhlung, die mit Eisenkies erfüllt ist. Alle Fundstücke lassen teilweise Verkiesung erkennen. Der Eisenkies findet sich auch in dem umhüllenden Material und wurde bei der Präparation sehr lästig.



Wie schon erwähnt, gelang es mir, aus den an Ort und Stelle sorgfältig gesammelten Platten fast die ganze Wirbelsäule mit allen ihren Wirbelkörpern herauszupräparieren; die meisten ihrer Anhangsgebilde und Fortsätze sind jedoch nur in vereinzelten Bruchstücken vorhanden (man vgl. Taf. III, Fig. 10 bis 16). Ich deute die vorliegenden Wirbel in folgender Weise: der erste Wirbelkörper von normaler Form wird wohl auch der erste in der Reihe sein (Taf. III, Fig. 11). Der vor ihm liegende Körper von größerer Länge (man vgl. in Fig. 10), leider recht unvollkommen erhalten, wird sonach als ein Teil des Hinterhauptes aufzufassen sein (Occipitale basilare), mit dem ich einen, nach unten eine große Höhlung zeigenden, nur unvollkommen und schlecht erhaltenen, zum Teil verkiesten Knochenkörper in Zusammenhang bringen möchte (man vergleiche Textillustration Fig. 2), da sich beim Thunfischskelette eine ganz ähnliche Bildung vorfindet. Der Erhaltungszustand ist jedoch ein so wenig guter, daß ich auf diese


Fig. 2.



Frage nicht näher einzugehen wage. Er wird einfach als ein Teil des basalen Craniums zu bezeichnen sein.

Der Fisch von Siebenhirten besaß 30 Wirbel, eine Zahl, welche übereinstimmt mit jener von *Cybium speciosum Ag.* vom Monte Bolca (Poiss. foss. Bd. V. Taf. XXV). Es fehlen nur der Wirbelkörper des 29. und Teile des 30. Wirbels.

Es ist dies eine geringe Zahl im Vergleiche mit dem Skelette des als *Orcynus Thynnus* (*Thynnus thynnus*) bezeichneten Individuums aus der zoologischen Abteilung des Hofmuseums, an dem ich 40 Wirbelkörper zähle. Die mir von Siebenhirten vorliegenden Wirbel reihen sich so gut aneinander, daß ein Abgang von einzelnen Wirbelkörpern nicht anzunehmen ist.

Die Wirbel sind fast durchweg nur in ihren Körpern erhalten; fast alle Fortsätze und Anhänge sind abgebrochen und liegen, wie gesagt, nur vereinzelt lose und in Bruchstücken vor; nur beim siebenten Wirbel ist der obere Dornfortsatz erhalten geblieben,

während derselbe beim sechsten Wirbel nur teilweise, aber in natürlicher Lage vorhanden ist.

Die ersten drei Wirbel sind kurz und gedrungen, nehmen aber von vorn nach rückwärts in der Länge zu.

Die Wirbelkörperdimensionen ergeben sich wie folgt:

Wirbel 1. 1·70 *cm* lang (unterhalb der hinteren Zygapophyse gemessen), bei einem Durchmesser (am Rande von rechts nach links) von 3·23 *cm*.

Wirbel 2. 2·25 *cm* lang, Durchmesser ca. 3·02 *cm*.
„ 3. 2·27 „ „
„ 4. 2·61 „ „
„ 5. 2·79 „ „
„ 6. 2·86 „ „
„ 7. 2·87 „ „
„ 8. 2·90 „ „
„ 9. 2·93 „ „
„ 10. Nur in den Hohlkegelausfüllungen erhalten.
„ 11. 3·07 *cm* lang.
„ 12. Nur teilweise erhalten.
„ 13. 3·27 *cm* lang.
„ 14. 3·20 „ „
„ 15. ca. 3·20 *cm* lang.
„ 16. 3·30 *cm* lang.
„ 17. 3·26 „ „
„ 18. 3·21 „ „
„ 19. 3·00 „ „
„ 20. 2·90 „ „
„ 21. 2·90 „ „
„ 22. Unvollkommen erhalten.
„ 23. und 24. Sind durch eine auflagernde Decke (Hautreste?) verhüllt.

Wirbel 25. ca. 2·2 *cm* lang.
„ 26. ca. 2·1 *cm* lang.
„ 27. 1·76 *cm* lang.
„ 28. 0·9 *cm* lang.
„ 29. Der Wirbelkörper fehlt, der mediane untere Dorn ist vorhanden.

Wirbel 30. In seinen medianen Fortsätzen teilweise erhalten.

Im allgemeinen nehmen sonach die Längendimensionen bis über die Mitte hinaus zu, jedoch ohne volle Gleichmäßigkeit [1]).

---

[1]) Bei dem mir zum Vergleiche vorliegenden Skelette von *Thynnus thynnus* sind die ersten vier Wirbel ohne untere Fortsätze, beim dritten beginnen die Rippen; die anderen besitzen nur kurze seitliche Anhänge. Vom sechsten Wirbel an beginnen die seitlichen Fortsätze nach unten zu rücken, vom achten an beginnt die untere Bogenbildung.

Die Wirbellängen an den gleichen Stellen gemessen, verhalten sich folgendermaßen: der 5. und 6. messen 1·28 *cm*, der 7.—11. 1·37 *cm*, 12. und 13. 1·47 *cm*, 14. und 15. 1·5 *cm*, 16.—20. 1·57 *cm*, 21. und 22. 1·63 *cm*, 23. und 24. 1·69 *cm*, 25.—27. 1·80 *cm*, 28. 1·91 *cm*, 29. und 30. 2·12 *cm*, 31. 2·17 *cm*, 32. 2·14 *cm*, 33. 2·1 *cm*, 34. 1·76 *cm*, 35. 1·51 *cm*, 36. 0·78 *cm*, der 37. 0·52 *cm*.

Es zeigt sich somit eine ähnliche Ungleichmäßigkeit der Wirbelkörperlängen.

Diese Zunahme der Länge reicht bis zum 13. Wirbel, dann folgen bis zum 18. Wirbel annähernd gleich lange, aber doch etwas variable Wirbelkörperlängen (zwischen 3·3 *cm* und 3·2 *cm* schwankend), worauf dann die Länge wieder abnimmt.

Der erste bis siebente Wirbel sind ohne Hämapophysen. Die Ansatzstellen für die seitlichen Anhänge (Rippen) sind erst beim vierten Wirbel deutlich erkennbar; sie rücken allmählich nach unten, so daß sie beim achten Wirbel mit nach abwärts gerichteten Fortsätzen versehen sind. Die Neurapophysen beim ersten und zweiten Wirbel sind sehr kräftig und nach aufwärts gerichtet, beim zweiten sogar knotig verdickt, während sie vom dritten Wirbel an schräg nach rückwärts gewendet sind. Die vorderen und rückwärtigen Zygapophysen sind kräftig entwickelt (beim ersten Wirbel ist nur die rückwärtige Zygapophyse wohlerhalten) und laufen die rückwärtigen in einen förmlichen kurzen Dorn aus, der schon am vierten und fünften Wirbel zu beobachten ist. Beim dritten, vierten und fünften Wirbel sind auch die vorderen Zygapophysen stark verdickt und spitz dornartig verlängert, während sie bei den hinteren Wirbeln allmählich schwächer werden. Die Fossetten der ersten sechs Wirbel sind von jenen der übrigen verschieden. Die eine nach vorn gerichtete Fossette des ersten Wirbels ist eng und von elliptischem Umrisse. Außerdem sind noch vier kleinere Vertiefungen, eine davon am Oberrande der hinteren Zygapophyse, vorhanden. Beim zweiten Wirbel ist die Fossette durch eine in der Mitte von oben nach abwärts ziehende Leiste in eine vordere größere und eine hintere kleinere Grube geteilt (auch beim ersten Wirbel leicht angedeutet). Beim dritten Wirbel liegt eine einheitliche weite, tiefe vordere Grube vor, die hintere und die Leiste rücken weit nach rückwärts. Beim vierten und fünften Wirbel ist es ähnlich so, doch rückt jene Leiste gegen die Mitte und erscheint die rückwärtige Grube weiter und tiefer. Diese Grube wird dann beim siebenten bis zehnten Wirbel die Hauptvertiefung. Bei den späteren Wirbelkörpern bilden sich dafür die unteren Fossetten heraus.

Die Unterseite des ersten Wirbels zeigt seichte Längsfurchen, welche am zweiten Wirbel besonders wohlentwickelt, in der Vierzahl an der einen erhaltenen Seite, auftreten. Beim dritten Wirbel treten diese Furchen zurück und sind beim vierten bis auf zwei seichte Längsgruben verschwunden. Beim fünften Wirbel ist die Unterseite fast ganz glatt und ähnlich so beim sechsten, während vom siebenten an unten je eine mittlere Furche auftritt, die sich weiterhin immer enger und tiefer ausgestaltet.

Die Oberfläche der ersten Wirbel weist eine zierliche Ornamentierung auf in der Form von zarten Grübchen, welche besonders in der Nähe der Ränder entwickelt sind, sich bei dem ersten bis fünften Wirbel auch auf den Zygapophysen finden. Weiter nach rückwärts werden diese Grübchen räumlich etwas beschränkter und erscheinen vom siebenten Wirbel an durch zarte Längslinien in Reihen geordnet. Vom 11. Wirbel an ist die Grübchenverzierung hauptsächlich auf die vordere Randpartie beschränkt und auf der rückwärtigen Hälfte nur als feine Punktierung angedeutet. Weitere Details anzugeben unterlasse ich, es wäre ermüdend.

An dem zehnten Wirbelkörperreste erkennt man die auf den nächstfolgenden Wirbelkörper oben hinübergreifenden hinteren Zygapophysen, welche am 15. Wirbel schon leicht bogenförmig gekrümmt erscheinen und am 18. förmlich hakenartig in Gruben des folgenden Wirbels eingreifen. An den stärker eingeschnürten Wirbelkörpern, vom elften an zu beobachten, treten an den Seitenflächen zwei Gruben auf, welche eine zum Teil grubig gefurchte mittlere Erhöhung begrenzen, die sich nach rückwärts verbreitert.

Auffallend verschieden von den vorhergehenden sind der 25., 26., 27. und 28. Wirbelkörper der Schwanzregion gebaut (man vergleiche Tafel III, Fig. 14), die in sicherem Verbande mit den vorhergehenden vorliegen. Die mittlere Erhöhung an den Seiten ist am 25. Wirbel noch vorhanden, aber auffallend verschmälert. An der oberen Seite sind die beiden rückwärtigen Zygapophysen mit den Neurapophysen in eine zungenförmige Platte vereinigt, welche sich auf den nächstfolgenden Wirbelkörper bis an seinen hinteren Rand legt, eine Entwicklung, die bei *Thynnus thynnus* am 32. Wirbel ganz deutlich so zur Entwicklung kommt, wo diese Platten noch inniger aufliegen wie bei unserem Individuum. Der 26. Wirbel zeigt eine ganz ähnliche Platte auch an der Unterseite, wieder ganz analog wie bei *Thynnus thynnus* beim 32. Wirbel. Während jedoch bei *Thynnus* diese Platten auch bei den nachfolgenden letzten Schwanzwirbeln innig auf den nächstfolgenden Wirbeln aufliegen, erheben sie sich bei unserem Reste vom 27. Wirbel ab mit der kräftigen, stark verdickten Spitze und ragen dornartig über die Wirbelkörper hinaus. Der untere dieser Dornen liegt abgebrochen vor (man vgl. Taf. III, Fig. 15). Am 28. Wirbel ist der untere Dorn bogenförmig nach vor- und abwärts gekrümmt.

Vom 29. Wirbel, dessen Körper fehlt, sind die beiden Dornen recht wohl zu erkennen. Dieselben legen sich innig an die Hypuralplatte am Schwanzhinterende an, die Spitze der unteren ist leider abgebrochen. Nahe der Basis des oberen Dornes schon des 27. Wirbels erkennt man eine Grube, welche die Durchtrittsstelle des Chordastranges andeuten könnte.

Von einer seitlichen plattigen Vorragung an den letzten Wirbelkörpern ist nicht die leiseste Andeutung zu erkennen, weder am 25. noch am 27. oder am 28. Wirbel, während bei dem mir zum Vergleiche vorliegenden Skelette von *Thynnus thynnus* schon am 30. und 31. Wirbel leichte Andeutungen, am 32.—34. aber scharf vorragende Knochenplättchen (Parapophysen) entwickelt sind, welche von der mittleren Erhöhung an den Seiten ausgehen. Ähnlich verhält es sich bei *Pelamys sarda*, während es sich bei *Cybium* ähnlich so verhält wie bei unserem Tierreste. Das Hypurale unseres Restes läßt eine mittlere, wenig vorragende Leiste auf seiner seitlichen Mittellinie erkennen. Es besteht aus zwei Teilen, welche in dieser Mittellinie innig aneinanderschließen und knöchern verbunden sind. Es läßt seine Bildung aus Hämapophysen im unteren, aus Neurapophysen im oberen Teil recht wohl erkennen. Der obere Dorn des 30. Wirbels schließt sich, wie schon erwähnt wurde, innig an diese Platte, in welcher die Fortsätze miteinander verschmolzen sind. Dasselbe gilt für die untere Hälfte. Dort, wo beide Hälften aneinandergrenzen, liegt jene aus zwei

Teilen (Leistchen) bestehende Vorragung an der Verwachsungsstelle, deren unterer Teil mit einer Erhöhung am 30. Wirbel im Zusammenhange steht, wohl dem Querfortsatze beim Karpfenschwanze entsprechend (Brühl, Anfangsgr. d. vgl. Anat., Taf. II, Fig. 6 und 7), während der obere Teil erst hinter der Neurapophyse des 30. Wirbels beginnt.

An der seitlichen Oberfläche des Hypurale glaube ich fünf oder sechs Strahlen oder Dornen zu erkennen, und zwar sowohl auf der oberen als auch auf der unteren Hälfte, welche miteinander mehr oder weniger innig verschmolzen sind, wie man an dem hinteren Ende, an der Anheftungsstelle der Schwanzflosse, deutlich erkennt, wo man diese Verschmelzung an je drei elliptischen Endflächen beobachten kann (Taf. III, Fig. 16 *a*). Nahe der Vereinigungsstelle, etwas oberhalb der mittleren seitlichen feinen Rinne, zwischen den beiden erwähnten Leistchen, scheint sich die Ausmündung eines Ernährungskanales zu befinden. —

Unter den vereinzelt erhalten gebliebenen Knochenresten der Schädelregion ist einer besonders auffallend (Taf. III, Fig. 9). Es sind Stücke von vier Knochen, welche durch ein kiesiges Bindemittel miteinander verkittet sind. Je zwei und zwei gehören zusammen. Ihr vollkommen symmetrischer Bau beweist dies, so daß offenbar bei der Einbettung des Skelettes das eine Paar unter das andere zu liegen kam. Ich konnte dabei nur an Teile des Zungenbeines denken, welche Vermutung durch Herrn Kustos Siebenrock sichergestellt wurde.

Ich denke dabei an das Hypohyale, den vordersten, und das Ceratohyale, den mittleren der großen Hauptknochen der seitlichen Bögen; das mediane Glossohyale fehlt.

Weiters fällt ein Stück auf (Taf. III, Fig. 18 *a*, *b*, *c*), das in seinem vorderen, Gelenke tragenden Teile wohlerhalten ist, während der rückwärtige Teil, der auf der einen Seite mit einer nicht sehr kräftigen, flachen Knochenplatte versehen gewesen sein dürfte, abgebrochen ist. Auf der anderen Seite ist der Knochen wenig breit und zeigt eine scharfe, jener Knochenplatte zugewendete Kante, während der andere Rand, dick und gerundet, eine seichte Längsfurche besitzt. Das vordere Gelenksende zeigt eine Art Gelenkkopf mit zwei in spitzem Winkel gegeneinander geneigten kleinen, aber wohl ausgeprägten Gelenkflächen; von diesem Gelenkkopfe geht ein seitlich vorragender Fortsatz aus, der auf der einen Seite eine rundliche Gelenkfläche besitzt. Zwischen diesen beiden Gelenkfortsätzen befindet sich eine weitere schräggestellte Gelenkfläche auf der Mitte des dahinter beginnenden Längsknochens. Eine sichere Deutung ist mir schwer zu geben, doch dürfte auch dieses Stück aus dem Kiemengerüste stammen. Ich denke dabei an den ersten, den an das Urohyale anschließenden Knochen (Copula) eines Kiemenbogens.

Kleine Bruchstücke von Flossenstrahlen der Extremitäten liegen gleichfalls vor. Ebenso einige Stachelstrahlen der unpaarigen Flossen. Mehrere derselben besitzen eine gewisse Ähnlichkeit mit den von F. Steindachner (1859, Taf. VII, Fig. 9 u. 10) vom *Caranx carangopsis* zur Abbildung gebrachten Strahlen mit einer Furche an der Hinterseite, was freilich auch bei den Flossenstacheln von *Thynnus* sich ähnlich so verhält. Das Taf. III, Fig. 17 abgebildete Stück ist wohl

einer der Strahlen der Brustflosse, jenes Taf. III, Fig. 20 abgebildete eine der seitlich eingefügten Gräten.

Schließlich sei erwähnt, daß auch einige kleine Cycloidschuppen im Gestein gefunden wurden, aber nur wenige und meist nur Bruchstücke. Das beste Stückchen habe ich Taf. III, Fig. 21 zur Abbildung gebracht. Es zeigt unter der Lupe eine sehr zarte konzentrische Streifung und auf der vorderen Hälfte eine Andeutung einer leichten radialen Faltung oder Streifung. — Zittel (Paläontologie, I, 3, S. 16) bildet eine Schuppe von *Naucrates ductor* (Carangide) vergrößert ab, welche einige Ähnlichkeit hat, nur ist die Faltung bei dieser Form viel deutlicher ausgeprägt als bei unserem Stückchen.

B. Fischreste derselben Art oder einer sehr nahestehenden Form.

(Aus der geologisch-paläontologischen Sammlung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums.)

Im naturhistorischen Hofmuseum finden sich ziemlich viele Reste von großen Scombriden. Von Unterkieferästen möchte ich zwei rechte Äste zum Vergleiche zur Abbildung bringen. Sie stammen beide aus dem Congerientegel von Vösendorf (Taf. III, Fig. 4 und 5). Beide Stücke rühren von kleineren Individuen her und reichen viel weiter nach rückwärts, so daß die Furche für das Articulare zur Wahrnehmung kommt.

Bei dem Siebenhirtener Kiefer mißt das Stück bis zu dem erwähnten Beginne der Artikularfurche 9·75 *cm*, bei den Vösendorfer Stücken betragen die Längen bei dem einen 6·9 *cm*, bei dem zweiten 7·96 *cm*. Die Symphysenenden sind einfacher gestaltet, etwa so wie es A. Koch bei seinem *Sphyraenodus hexagonalis* zeichnet. Im übrigen besteht kaum ein Zweifel, daß man es mit einer dem Siebenhirtener Reste mindestens sehr nahe stehenden, vielleicht sogar damit übereinstimmenden Art zu tun habe. Die Bezahnung ist vollständig zu verfolgen, so daß bei dem einen Stücke die zwei vordersten Zähne nahe der Symphyse wohlerhalten sind. Die Zähne sind der Form nach sehr ähnlich, die Längsstreifung ist ganz analog und besonders nahe der Basis scharf ausgeprägt; die Furchung der Zähne ist dagegen kaum angedeutet. Die Zahnquerschnitte messen von vorn nach rückwärts 4 *mm* und 3·8—3·9 *mm*, von außen nach innen aber 3·5—3·7 *mm*.

Ein Kieferbruchstück eines mittelgroßen Individuums liegt im Hofmuseum auch aus der Lob'schen Ziegelei (im Congerientegel von Neudorf bei Mödling). Es ist als *Sphyraenodus hexagonalis Koch* bezeichnet. Die drei wohlerhaltenen Zähnchen zeigen die Furchung der Kronen wohl sehr schön, aber ohne die Sechszähligkeit.

Unter den Stücken von Vösendorf findet sich auch ein Bruchstück einer linken Oberkieferhälfte (Taf. III, Fig. 6), und zwar ein großes Stück des mit Zähnen besetzten Zwischenkiefers und, in verschobener Stellung damit verkittet, des zahnlosen dahinter liegenden eigentlichen Oberkiefers, der als ein schlanker, aber unten scharfkantiger, in der Mitte kräftig verdickter, im Innern schwammig ge-

bauter Knochen vorliegt, und zwar mit der hinteren, dem Gelenke zu gelegenen Hälfte. Der Zwischenkiefer zeigt mit jenem des mir zum Vergleiche vorliegenden Thunfisches (*Thynnus thynnus Linne*) überraschende Ähnlichkeit. Die gegen oben und rückwärts ziehende Knochenplatte am vorderen Ende, mit der Symphyse, ist, wenn auch etwas zerdrückt, doch im ganzen wohlerhalten. Auf der Oberfläche ist er mit einer zarten, bogig gekrümmten Streifung versehen; der die Zähne tragende Ast ist glatt mit zarter Längsstreifung. Am unteren schmalen Rande sitzen die Zähne. Nur einer derselben, etwa der sechste, ist wohlerhalten, von den vordersten Zähnen sind drei Wurzeln übriggeblieben, zwei weitere sind aus den Alveolen herausgebrochen. An den abgebrochenen Zähnen erkennt man deutlich, daß sie in der Mitte einen engen Hohlraum besitzen. Von den hinteren Zähnen sind nur zwei erhalten. Die Zähne sind kegelförmig spitz, leicht hakig, nach einwärts gekrümmt und wie die Unterkieferzähne glänzend längsgestreift, aber ohne deutlichere Furchung. Das erhaltene Bruchstück hat eine Länge von 8·86 *cm*. Der sechste Zahn ist 5·7 *mm* hoch, der Längsdurchmesser an der Basis mißt 2·7 *mm*, der Querdurchmesser (von außen nach einwärts) 2·8 *mm* (!).

Als *Cybium Partschi Münster* findet sich im Hofmuseum ein kleines Kieferstückchen, mit zwei erhaltenen und einem abgebrochenen Zähnchen, aus der Inzersdorfer Ziegelei (10 Klafter tief) aus dem Jahre 1865. Das Stück dürfte dem hinteren Teile eines Zwischenkiefers entstammen. Die Zähnchen sind, wenn man sie mit den Abbildungen bei Münster (Lit. Angaben 1846, Taf. III, Fig. 1) vergleicht, viel schlanker als diese, die beiden Durchmesser sind beinahe oder ganz gleich, 3·2 : 3·2 und 3 : 2·5 *mm* bei 5·8 *mm* Höhe. Das abgebrochene Zähnchen zeigt im Zentrum der Bruchfläche ein aus der Wurzelmitte aufragendes Zäpfchen, das von einem Kreise von kleinen röhrenförmigen Hohlräumen umgeben erscheint. Die Dentinsubstanz läßt unter der Lupe eine zarte radiale Faserung erkennen.

Große Ähnlichkeit zeigt ein anderes Kieferstückchen, wohl gleichfalls von einem Zwischenkieferzahnaste stammend, aus der Ziegelgrube von Leopoldsdorf (Dachlers Ziegelei). Von diesem Fundpunkte stammt auch ein hinteres Ende des Zwischenkiefers mit einem wohlerhaltenen Hakenzähnchen und einem Querbruche eines zweiten mit zentraler Höhlung. Endlich liegt von Leopoldsdorf auch ein Symphysenende eines linken Unterkiefers vor, mit drei wohlerhaltenen, stark gekrümmten Zähnchen; das vorderste mit einem Längsdurchmesser von 4·3 *mm* und einem Querdurchmesser von 3·6 *mm* bei einer Kronenhöhe von 6·3 *mm* Andere Maße sind schon oben angegeben worden.

Von Inzersdorf liegen mehrere Kieferbruchstücke mit Zähnen im Hofmuseum, welche auf ein viel größeres Individuum schließen lassen (Taf. III, Fig. 7 und 8).

Die Zähne sind gleichfalls kegelförmig, aber nur leicht nach einwärts gebogen, ohne die hakenförmige Krümmung der Spitze zu zeigen. Auffallend ist weiter der ganz andere Querschnitt. Der eine dieser Zähne mißt an der Basis von vorn nach rückwärts 7·0 *mm*, zwei andere 6·1 *mm*, während ihre Breite, von außen nach innen, 7·0 *mm* und 7·5 *mm* beträgt.

A. Koch betont besonders (1904, pag. 45), daß die Zähne von *Sphyraenodus hexagonalis* eine konische Zahnhöhle nicht besitzen. Er zeichnete auch einen Durchschnitt (l. c. Taf. VI, Fig. 6), an dem man das Hinaufreichen der Vasodentinsubstanz der Wurzel in die Zahnhöhle schön verfolgen kann.

Bei den Zähnen von Inzersdorf fällt dagegen auf, daß sie durchweg im Innern weite Hohlräume aufweisen, mit kräftigen Längsstreifen. An einem Kieferbruchstücke (Taf. III, Fig. 8) sind sieben direkt aneinandergestellte Zähne zu erkennen, deren Kronen abgebrochen sind und in einzelnen Bruchstücken vorliegen, an welchen man das Hinaufreichen der inneren Hohlräume bis gegen die Spitze beobachten kann. Die spongiösen Wurzeln lassen gerade bei diesen Stücken das Verschmelzen mit den Kiefern recht deutlich erkennen. Das schwarze dichte Dentin läßt unter der Lupe deutlich konzentrische, dünne Lagen erkennen und springt gegen den inneren Hohlraum eigenartig wulstig vor, wodurch die wulstige Längsstreifung an der Innenseite sich ergibt. Die inneren Hohlräume erstrecken sich bis tief in die Wurzel. Hohle Kegelzähne finde ich bei Agassiz an der Abbildung des kretazischen *Hypsodon Lewesiensis* (Taf. XXV *a*, Fig. 2 und auf Taf. XXV *b*, Fig. 1, 2 und 3). Diese Form wurde von Mantell zuerst als *Megalodon? Lewesiensis* bezeichnet.

„*Hypsodon Lewesiensis*" *Ag.* (Taf. XXV *b*, Fig. 4 u. 5, unvollständiger Schädel) wurde neuerlichst von Smith Woodward (1901 [IV], pag. 33) als *Thrissopater magnus n. sp.* bei den Elopideen, der von Agassiz unter demselben Namen (l. c. Taf XXV *b*, Fig. 1 u. 2, Oberkieferreste) behandelte Rest, aber als *Portheus Mantelli Newton* (l. c. pag. 95) bei den Chirocentrideen eingereiht, welchen auch *Hypsodon Lewesiensis Geinitz* aus dem sudetischen und böhmischen Turon zugesellt wird. (Das von Agassiz nur zur Abbildung gebrachte Stück [Schuppen] von *Hypsodon Lewesiensis* [l. c. Taf. XXV *a*, Fig. 5 u. 6] hat Sm. Woodward als *Cladocyclus Lewesiensis Ag.* beschrieben und abgebildet.) Sonach werden alle diese Formen weitab von den Scombriden eingereiht. — Die großen Zähne aus dem Inzersdorfer Tegel bleiben auf jeden Fall ihrer Bestimmung nach fraglich und werden glückliche bessere Funde abzuwarten sein.

Von Vösendorf liegt auch ein Stück vor, das aus der Opercularregion stammt. Vor allem das Operculum selbst, aber auch das Praeoperculum. Dahinter scheinen Teile der vorderen Extremität zu liegen. (Schulterblatt?)

Im Hofmuseum liegen ferner zahlreiche einzelne Wirbelkörper, und zwar von Inzersdorf, Hungelbrunn, Matzleinsdorf, Leopoldsdorf, Rotneusiedl und Vösendorf. Ich bringe davon nur den zweiten und dritten Wirbel von Leopoldsdorf zur Abbildung (Taf. III, Fig. 12), weil der Erhaltungszustand der Oberfläche ein besonders guter ist und erkennen läßt, daß die Skulptur derselben eine von jener unseres Fossils sehr verschiedene ist. — Ob in der Tat alle jene Wirbel von Scombriden stammen, muß ich dahingestellt sein lassen; es finden sich darunter welche, die mehr jenen etwa von *Gadus pannonicus* (A. Koch, l. c. Taf. I, Fig. 1—3) ähnlich sind oder auch von *Serranus* herstammen könnten (A. Koch, l. c. Taf. VII, Fig. 1.).



C. Über die in der Literatur verzeichneten Arten, mit vergleichenden Betrachtungen.

Es ist selbstverständlich, daß ich mich bemühte, aus der Literatur die auf *Sphyraenodus* bezüglichen Angaben kennen zu lernen, wobei ich auch die auf die fossilen Scombriden überhaupt bezugnehmenden Abhandlungen in Betracht zog.

1796. In der Ittiolitologia Veronese von Volta (1796) sind vom Monte Bolca mehrere Scombriden zur Abbildung gebracht worden, darunter *Scomber Thynnus* (CXIX, Taf. XXVII), welcher von Agassiz als *Thynnus bolcensis* bezeichnet wurde, ferner *Scomber alatunga* und *Scomber trachurus* (= *Thynnus propterygius Agassiz* [Poiss. foss., Bd. V, Taf. XXVII], mit welchem Namen Agassiz übrigens eine ganze Reihe von Volta unter verschiedenen Namen bezeichnete Formen zusammengefaßt hat)[1]).

Scomber thynnus Volta (= *Thynnus bolcensis Ag.*) läßt auf Voltas Abbildung nur 25 Wirbel erkennen, doch dürften deren mindestens 29 vorhanden gewesen sein. Die verjüngten Schwanzwirbel lassen ganz ähnliche, zur Übereinanderlagerung geneigte Hämapophysen erkennen. Leider ist der Schädel so schlecht erhalten, daß von der Bezahnung nichts zu erkennen ist. Auch die Hypuralplatte ist nur angedeutet. *Thynnus propterygius Ag.* (= *Scomber trachurus Volta*) dürfte, wie gesagt, 29 oder 30 Wirbel besessen haben, welche in der Mitte viel stärker eingeschnürt erscheinen, als dies bei unserer Form der Fall ist. (Sie erinnern in der Tat etwas an jene von *Sphyraena*.)

Erwähnt sei auch, daß Volta einen *Scomber pelamys* (Taf. XIV, Fig. 1) abbildete (die spitzen Zähne sind deutlich erkennbar), den auch Blainville genannt hat (Poissons fossiles 1818, deutsch von J. F. Krüger 1823). Agassiz hat auch diese Form — die Originale des Voltaschen Werkes sind nach Paris gekommen — als *Thynnus propterygius* bezeichnet (Neues Jahrb. für Min. etc. 1835, S. 292; Poissons fossiles V, Taf. 27), obgleich gerade dieses Original in der Pariser Sammlung fehlt.

Die Stellung dieser Form bleibt nach Storms offen.

1833—43. L. Agassiz (Recherches sur les poissons fossiles, Bd. V, 1833—43) hat folgende Gattungen zu den Scombriden gerechnet:

Gasteronemus, Acanthonemus, Vomer, Zeus, Lichia, Trachinotus, Carangopsis, Amphistium, Palimphyes, Archaeus, Isurus, Ductor, Thynnus, Orcynus, Cybium, Enchodus, Anenchelum, Nemopteryx, Palaeorhynchus und *Hemirhynchus*[2]).

Von diesen sind von Albert Günther (Handbuch der Ichthyologie, deutsche Ausgabe 1886) nur die Gattungen *Palimphyes, Isurus, Thynnus* und *Cybium* bei der Familie der Scombriden belassen worden,

---

[1]) Nach Storms (l. c. 1888, 176) entfernt sich übrigens „*Thynnus propterygius Agassiz*" weit von der Gattung *Thynnus*, durch die verschiedene Ausbildung der Fossetten an den Seiten der Wirbelkörper.

[2]) Über die Scombriden des Londontons hat L. Agassiz (Ann. sc. nat. 1845, c. III) einen eigenen Bericht erstattet. 9 Gattungen mit 12 Arten.

wozu noch von auch fossil vertretenen Gattungen *Scomber* und *Auxis* kommen.

K. A. v. Zittel (Paläontologie I, III, pag. 308) stimmt damit überein, fügt aber selbstverständlich auch *Orcynus* hinzu. *Sphyraenodus Ag.* führt Zittel dagegen als Synonym bei *Dictyodus Owen* an und stellt diese Gattung mit *Sphyraena* zu den *Mugiliformes Harder*, während Agassiz (Poissons fossiles, V, S. 145) diese beiden Genera als eine eigene Familie, Sphyrénoides, direkt an die Scombriden anschließt, indem er mit *Sphyraenodus* die damals wenig bekannten Saurocephalideen oder Saurodontideen und auch den in seiner Stellung noch immer fraglichen Typus *Cladocyclus Ag.* vereinigte, welche Zittel teils an die Silurideen anschließt (Saurocephalideen), teils zu den *Mugiliformes* stellt (*Cladocyclus Ag.*).

Die Wirbelsäule von *Cybium speciosum Ag.* (l. c. Taf. XXV) vom Monte Bolca hat viel Ähnlichkeit mit unserem Reste. Diese Art dürfte 30 Wirbel besessen haben, während ich bei dem rezenten *Cybium regale Bloch* aus der Lagune von Mexiko der Wirbel 46 zähle.

1838. R. Owen hat (Rep. brit. Ass. VII, 1838, Notices etc., S. 142) ein neues Genus *Dictyodus* als zu den Sphyraenoideen gehörig aufgestellt, und zwar auf Grund vereinzelter Oberkieferzähne, deren Bau er studiert hatte. Die zierlichen Markkanäle werden als das Charakteristische hervorgehoben. Die größten derselben enthalten im Innern eine körnelige Substanz.

In seiner Odontographie (London 1840—45) hat Owen einen stark vergrößerten Längsschnitt eines dieser Zähne zur Darstellung gebracht (Taf. LIV), dem die Spitze fehlt. Die Kanäle erfüllen die ganze Innenmasse (Vasodentin) und werden von einer dünnen, von radialen Dentinröhrchen durchsetzten Dentinhülle umgeben, die äußerlich einen sehr dünnen Schmelzüberzug besitzt.

Wichtig ist, daß Owen in dieser späteren Publikation (S. 121) sein Geschlecht *Dictyodus* als *Sphyraenodus Ag.* bezeichnet, die Übereinstimmung damit scharf betont und den Namen *Dictyodus* hinter jenem Agassizschen anführt. *Sphyraena*, *Sphyraenodus, Dictyodus* und *Saurocephalus* faßt er zusammen und stellt sie zu den Scombriden.

Das Vasodentin scheint nicht in allen Fällen und Altersstadien Bestand zu haben, wie die Zähne von Inzersdorf zeigen können, welche ich oben besprochen und Taf. III, Fig. 7 und 8 zur Abbildung gebracht habe; auch an einzelnen Zähnen des Restes von Siebenhirten wurde auf das Vorhandensein von inneren Hohlräumen hingewiesen.

1846. Im 7. Hefte der Graf Georg zu Münsterschen Beiträge zur Petrefaktenkunde, nach dem Tode des Autors von W. Dunker 1846 herausgegeben, finden sich S. 25 Reste von *Cybium Partschi Münster* als der Familie der Scombriden zugehörig, aus einer Lehmgrube bei Inzersdorf am Wienerberge beschrieben, und zwar ein kleines Bruchstück des Kiefers mit einem einzelnen noch festsitzenden Zahn, ein kleines Kinnladenstück mit noch drei darin sitzenden Zähnen und zwei einzelne noch im Kieferknochen sitzende Zähne. Der Autor gibt an, daß schon auf der ursprünglichen Etikette die Reste als „*Cybium*“ bezeichnet waren.

Zur Abbildung (l. c. Taf. III, Fig. 1 *a—d*) ist nur das an zweiter Stelle genannte Stückchen gekommen. Die frühzeitige Bestimmung der unbedeutenden Reste als *Cybium* ist auffallend genug, da damit schon damals die Zugehörigkeit zu den Scombriden erkannt, wenngleich die Bezeichnung des Restes als *Cybium* auf jeden Fall etwas gewagt war. Die fast rein konischen Kronen sprachen dagegen, da die Zähne von *Cybium* durch die Zweischneidigkeit auffallend genug charakterisiert erscheinen, gerade dieses Merkmal aber bei „*Cybium Partschi*" kaum angedeutet war. Münster beschrieb die Zähne wie folgt:

„Die Zähne sind kurz, dick, konisch, klauenförmig gebogen, an der Basis fast so breit als die ganze Höhe; bei einigen bemerkt man an den Seiten einen schwachen Kiel, wodurch der Zahn etwas eckig erscheint; von außen ist er glänzend schwarz, an der Basis zeigen sich kurze feine Reifen. Die Knochen des Kiefers, worin die Zähne sitzen, sind schwammartig porös, die Zähne sitzen ziemlich weit auseinander."

Diese Originalstücke konnte ich unter den mir mit großer Liberalität durch Herrn Kustos E. Kittl zur Verfügung gestellten Fischresten aus den Congerienschichten nicht auffinden, sie mögen bei den wiederholten Lokalveränderungen beim Umzuge in das neue Hofmuseumsgebäude in Verstoß geraten sein.

Das in natürlicher Größe zur Abbildung gekommene Stück mißt etwa 18 *mm*, der Durchmesser an der Basis einer der Zähne 3·5 *mm*, die Höhe der Krone 4·8 *mm*. Einer der erwähnten seitlichen „Kiele" wurde bei einem der einzelnen Zähne (Fig. 1 *c*) recht deutlich gezeichnet. Die breite poröse Basis des Zahnes mißt im Durchmesser 5 *mm*, in der Höhe 6·3 *mm*.

In Zittels Paläontologie III, S. 309 wird bei dem Geschlechte *Cybium* (und *Scomberodon* van Beneden) dieses Kieferfragments und der Zähne, „angeblich im Tegel von Inzersdorf bei Wien", Erwähnung getan.

1846. H. v. Meyer erwähnte zuerst im Neuen Jahrb. f. Min. etc. 1846, S. 597 Kieferfragmente aus dem tertiären Sande von Flonheim, „von Fischen aus der Familie der Sphyraenoiden" mit den Charakteren von *Sphyraenodus*, welche als *Sphyraenodus lingulatus* und *Sphyr. conoideus* bezeichnet werden.

1851. H. v. Meyer hat später die beiden Fischreste aus dem mitteloligocänen Tertiärsand von Flonheim beschrieben und abgebildet (Palaeontographica I, 1851, S. 280—282, Taf. XXXIII, Fig. 13 u. 14). *Sphyraenodus lingulatus* (l. c. Fig. 14) hat „flach lanzettförmige" Zähne, welche vorn und hinten in scharfe Kanten ausgehen.

Sphyraenodus conoideus (l. c. Fig. 13) hat Zähne, die „an der Basis gewöhnlich noch einmal so stark" und im Verhältnisse niedriger, konisch und „ohne scharfe Kanten" sind. Sie zeigen einen elliptischen Querschnitt an der Basis.

Bei der ersteren Form wird man an die scharfschneidigen Zähne von *Cybium* (zum Beispiel jene des mir aus dem Hofmuseum im Skelett vorliegenden *C. regale Bloch* aus der Lagune von Mexiko) erinnert. In Zittels Charakteristik von *Cybium* (Paläont. III, S. 309) wird bei

Cybium freilich angeführt: „Zähne konisch." Angeführt werden von Zittel: *Cybium speciosum Ag.* (Agassiz l. c. Taf. XXV), aus dem Eocän vom Monte Bolca, sowie *Cybium* (*Scombrinus Smith Woodw.*) *macropomum Ag.* (l. c. Taf. XXVI, Fig. 1—3) aus dem Londonton von Sheppy. (Smith Woodward hat 1901 [Catalogue, IV, S. 469] *Sphyraenodus lingulatus H. v. M.* zu *Cybium* gestellt, *Sphyraenodus conoideus H. v. M.* aber als nahe verwandt mit *Stereodus R. Ow.* bezeichnet, ein auf unbestimmbare Reste von Malta begründetes Scombridengeschlecht.)

1850. F. Dixon in seiner Geologie von Sussex (S. 112, Taf. XI, Fig. 24) bezeichnet ein Kieferfragment aus dem mittleren Eocän als *Sphyraenodus tenuis n. sp.* ohne jede weitere Erklärung. (Smith Woodward hält den Rest mit vollem Rechte [1901, IV, S. 469] für genetisch unbestimmbar und stellt ihn anhangsweise zu *Cybium*.)

1853. Heckel hat (Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1853, XI, S. 122—138) unter den von de Zigno nach Wien gesandten Fischresten vom Monte Bolca ein neues „Scombridengeschlecht" *Vomeropsis* (*Vomeropsis elongatus Heck.*) beschrieben. (Man vergleiche auch Denkschr. d. Wiener Akad. 1863, XXI.) Eine kleine Form, die in unserem Falle ganz außer Betracht bleibt.

Auch *Seriola lata Heck.* wird vom Monte Bolca beschrieben. Schon Heckel macht aufmerksam. daß *Lichia prisca Ag.* zu *Seriola* gehöre und daß *Scomber Cordyla Volta* „auf *Seriola lata* zu beziehen sein dürfte".

1859. Franz Steindachner (Sitzungsber. d. Wiener Akad. XXXVII, 1859, S. 685, Taf. V, Fig. 1—12, Taf. VI und VII) hat *Caranx carangopsis Heck.* aus dem sarmatischen Tegel von Hernals beschrieben und abgebildet. Ein Fisch mit nur einer Reihe von gleichen, nicht sehr großen konischen Zähnen. Das Hypurale besteht aus zwei dreieckigen, eng aneinander grenzenden Platten (man vgl. Fig. 10, S. 30).

1859. Im Jahre 1859 hat Fr. Steindachner (Sitzungsber. d. Wiener Akad., XXXVIII, S. 776, Taf. II) einen von Radoboj stammenden Fischrest als *Scomber susedanus* beschrieben und abgebildet, welchen Namen Kramberger (Beitr. zur Paläont. von Österreich-Ungarn etc. II, 1882, S. 94), da eine Fundortverwechslung vorlag, in *Scomber Steindachneri* umwandelte.

Auch F. Bassani (1876) hat unter den Fischresten von Radoboj das Vorkommen von *Scomber* festgestellt (*Thynnus propterygius Ag.*).

1860. Valerian Kiprijanoff hat unter den Fischresten des kurskischen eisenhaltigen Sandsteines (Bull. Soc. nat., Moscou 1860, XXXIII, S. 602—670 mit 4 Tafeln) mehrere Wirbel als zu dem Geschlechte *Thynnus* gehörig bezeichnet (l. c. S. 662, Taf. IX, Fig. 7—10) Storms bezweifelt (l. c. S. 177), daß man es dabei mit *Thynnus*-Wirbeln zu tun habe und meint, daß sie von anderen Fischen der betreffenden Ablagerungen herrühren dürften (*Saurocephalus*, *Ptychodus* etc.).

Mit den Wirbelkörpern unseres Fossils hat keines der von Kiprijanoff abgebildeten, zu *Thynnus* gestellten Stücke (l. c. Taf. IX, 7—10) auch nur entfernte Ähnlichkeit.



1861. J. J. Heckel und R. Kner (Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss., math.-nat. Kl., XIX, 1861, S. 49—76) haben ein nicht ganz vollständiges Skelett von *Scomber antiquus* von Margarethen (Mittelmiocän) beschrieben (l. c. S. 74). Eine kleine Form, von der 22 Wirbel erkennbar sind, bei welchen die zum Teil recht ungleiche Länge der Wirbelkörper besonders betont wird.

1861. T. C. Winkler hat (Descr. des quelques nouv. espèces des poissons du calcaire d'eau donce d'Oeningen. Harlem 1861) aus dem Oberoligocän schlanke, dünne und spitze Unterkieferstücke als *Sphyraena Sternbergi* beschrieben und mit den Agassizschen Formen von *Sphyraena* zusammengestellt. Sie bleiben bei unserem Reste außer Betracht.

1868. F. de Botella (Descr. geol. Murcia y Albacete) führt von Lorca in Spanien das Vorkommen von *Seriola Beaumonti* an. Nach Smith Woodward reichen Beschreibung und Abbildung zur Bestimmung nicht aus.

1871. Einen für unsere Vergleiche sehr interessanten Fischrest hat P. J. van Beneden (Bull. Ac. Roy., II. Ser., XXXI, 1871, S. 493) unter dem Namen *Scomberodon Dumontii* (l. c. S. 504 u. Taf. III) beschrieben und abgebildet, und zwar aus dem Rupelton von Boom, einen Rest, welcher sich in der Sammlung van der Maelen befindet. Derselbe besteht aus einem Intermaxillare mit Zähnen im hinteren, verjüngten Teile und nahe dem vorderen Ende, und aus Unterkieferstücken. Die Zähne sind viel höher als bei unserem Reste und werden die Kronen als von außen gegen innen zusammengedrückt und lanzettlich geformt beschrieben. Ihre Oberfläche ist glatt und glänzend. An der Außenseite zeigen sie eine leichte Depression. Sie sind leicht gegen einwärts gekrümmt. Van Beneden hat *Scomberodon Dumontii* als dem *Sphyraenodus Agassiz* angenähert und mit voller Bestimmtheit als einen Scombriden bezeichnet. Die unterscheidenden Merkmale unserem Siebenhirtener Reste gegenüber liegen hauptsächlich in der Gestaltung der Zähne, die bei *Scomberodon van Beneden* lanzettlich zusammengedrückt erscheinen und nur wenig an der Spitze nach einwärts gekrümmt sind, in der Tat sonach am meisten an die Verhältnisse bei *Cybium* erinnern, mit welchem Geschlechte sie von Zittel folgerichtig in Zusammenhang gebracht wurden. Die Andeutung, welche van Beneden darüber macht, daß der Name *Sphyraenodus* eigentlich unzutreffend sei, ist gewiß beherzigenswert, da die betreffenden Reste mit *Sphyraena* nichts zu tun haben, sondern zu den Scombriden gehören. Auf jeden Fall wäre der Name *Scomberodon*, wenn er von Agassiz anstatt *Sphyraenodus* gewählt worden wäre, ein glücklicherer gewesen.

Van Beneden führt (l. c. 1871, S. 512) aus dem belgischen Mitteloligocän (Rupelton) auch Reste von *Pelamys robusta* an, hat aber die „charakteristischen" Reste, ein großes Fragment eines Maxillare und eine Anzahl von Wirbeln, leider nicht zur Abbildung gebracht.

1873. E. Sauvage (Mém. sur la faune ichthyologique de la période tertiaire, Bibl. des Hautes études, VIII, 1873; Ann. Soc. géol.,



IV, 1873, S. 1—272 mit 18 Taf.; man vergleiche auch Bull. Soc. géol. de Fr., 3. Ser., II., S. 312) hat die tertiäre Fischfauna behandelt und dabei die fossilen Fische von Oran und von Licata auf Sizilien besprochen. Von Scombriden führt er an: *Thynnus angustus* (Taf. III, Fig. 21), *Th.? proximus* (Taf. III, Fig. 24) und *Zeus Licatae*, alle drei von Licata stammend. Die erstgenannte Form ohne seitliche Fossetten, nach Storms zu *Auxis* gehörig. Nach der Abbildung läßt der Erhaltungszustand der Wirbelkörper fast alles zu wünschen übrig. Die zweite Art, schon von Sauvage als fraglich bezeichnet, scheint der seitlichen Knochenplatten an den Schwanzwirbeln zu entbehren. Ihre Größenverhältnisse sind nach Storms (S. 178) andere als die entsprechenden bei *Thynnus*. (Man vergleiche auch Ann. Sc. Nat., XIV, 1870.)

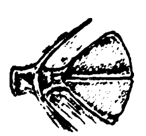
1876. R. Lawley hat in seinen „Nuovi studi sopra al pesci ed altri vertebrati fossili delle colline toscani" (Florenz 1876, 122 S. mit 5 Taf.) pliocäne Fische besprochen, darunter *Pelamys adunca* und *Sphyraena Winkleri*. *Pelamys adunca Lawl.* ist auf unzulängliche Kiefer- und Knochenreste begründet (man vergleiche Smith Woodward, Catalogue IV, S. 482). In der Tat sind die von Lawley (l. c. S. 64, Taf. V, Fig. 6) behandelten Reste, die er mit der lebenden Art *Pelamys sarda* verglich, recht dürftig. Abgebildet werden zwei Stücke, eines mit drei, ein zweites mit zwei konischen und etwas hakig gekrümmten Zähnen, mit deutlicher Streifung nahe der Basis. Nach dem Text sind sie leicht zusammengedrückt.

1876. T. C. Winkler (Arch. Mus. Teyler, IV, S. 43, Taf. II, Fig. 24 und 25) führt *Cybium Bleekeri* aus dem belgischen Mitteleocän an, eine Art, welche auch R. Storms (Bull. Soc. Belg. Géol., Mém. VI, S. 3, Taf. I, 1892) besprochen hat. Die Zähne sind seitlich stark zusammengedrückt.

1876. F. Bassani (Atti Veneto-Trent. Sc. Nat., III, S. 183) führt das Vorkommen von *Orcynus lanceolatus* an.

1877 hat E. D. Cope (Bull. U. St. Geol. Surv. of Territ., S. 816) ein neues Geschlecht *Priscacara* aus der eocänen Bridgerfauna von Twin Creek in Wyoming aufgestellt und 1884 im Rep. U. St. Geol. Surv. of Territ., III, S. 92 ff. beschrieben. Eine der Arten ist *Prisca-*

Fig. 3.



Priscacara serrata Cope.

cara serrata (l. c. 1884, S. 93, Taf. XIII, Fig. 1). Von Zittel (l. c. S. 288) bei den Pomacentrideen (*Pharyngognathi*), von Smith Woodward (1901, S. 554) bei den Chromideen eingereiht. Diese Art wird nur aus dem Grunde angeführt, weil der Bau der Hypuralplatte gut zu beobachten ist. (Fig. 3.)

Auch *Mioplosus labracoides Cope* (l. c. Taf. XII, Fig. 1) läßt die Hypuralregion erkennen (man vgl. Fig. 4). Gleichfalls aus den Green Riverschichten Wyomings. Von Smith Woodward zu den Percideen gestellt. Mit *Perca* hat das Hypurale einige Ähnlichkeit, nur scheinen

Fig. 4.



Mioplosus labracoides Cope.

die beiden Platten bis zur Basis getrennt zu sein. Beide Formen erinnern in der geschilderten Beschaffenheit an *Caranx carangopsis Heck.* (Steindachner, 1859, Taf. VII, Fig. 4).

1878. de Bosniaski hat unter den Fischresten von Cutro in Kalabrien auch *Thynnus* angeführt, ohne jedoch Abbildungen beizufügen (Proc. Verb. Soc. Toscana Sc. nat. Pisa 1878 und 1879).

1878. G. Capellini (Mem. Acc. Sc. Ist. Bologna, IX, 1878) beschrieb *Cybium Bottii* (l. c. S. 250, Taf. III, Fig. 1—8) aus dem mittleren Miocän von Lecce. Nach Smith Woodward ist die Genusbestimmung fraglich.

1882. Drag. Gorjanović-Kramberger hat von Podsused einen Rest als *Sphyraena croatica* beschrieben (Beitr. z. Geol. Öst.-Ung. 1882, II, S. 112, Taf. XXVIII, Fig. 1). Die charakteristische Form der Wirbelkörper ist wohlentwickelt, vom Kopfskelett sind nur wenige Knochenstücke erhalten.

Von „Scombriden" werden beschrieben und abgebildet: *Scomber Steindachneri Gorj.-Kramb.* (= *Sc. susedanus Steind.*) von Radoboj, *Scomber priscus Kramb.* (l. c. S. 119, Taf. XXIV, Fig. 3), eine kleine Art von Podsused, *Auxis croaticus Kramb.*, eine größere Art (57 *cm* lang) von Radoboj, *Auxis Vrabčeensis Kramb.* (S. 121, Taf. XXIV, Fig. 4) von Vrabče, *Auxis minor Kramb.* (S. 122, Taf. XXIV, Fig. 5, 6) von Radoboj, *Auxis thynnoides Kramb.* (S. 125, Taf. XXVI, Fig. 1, 2) von Podsused. Außerdem mehrere Arten von *Caranx* und *Proatigonia* (*Kramberger*). Bei keinem der abgebildeten Stücke ist die charakteristische Beschaffenheit der Schwanzwirbelplatte zu erkennen.

Scomber (*Auxis*) *sarmaticus* hat Kramberger-Gorjanović später (1891, Rad. jugosl. Ak., CVI) beschrieben und abgebildet.

1883. W. Dames. Sitzungsber. d. Berliner Akad. d. Wiss. 1883, S. 147, Taf. III, Fig. 12.

Was die als *Saurocephalus Fajumensis Dames* (Sitzungsber. d. Berliner Akad. d. Wiss. 1883, S. 147, Taf. III, Fig. 12) bezeichneten Reste von Birket el Qurun in Ägypten anbelangt, so reichen dieselben nicht hin, um mit Sicherheit zu sagen, die Annahme Dames', man habe es dabei mit *Saurocephalus* zu tun, sei eine unrichtige. Es lagen

Dames nur glatte, wurzellose Zähne vor, mit „flachgewölbten Seiten und scharfen Rändern", also Reste, welche kaum gestatten, eine irgendwie sichere Genusbestimmung vorzunehmen. Dasselbe gilt von dem einzelnen als „*? Enchodus sp.*" bezeichneten Zahne.

Die Angabe bei Dames von gerader, regelmäßig lanzettlicher Gestalt stimmt übrigens überraschend mit den Abbildungen von *Saurocephalus* bei Agassiz (vgl. V., Taf. 25*c*, Fig. 19—29), freilich zeigen alle diese Abbildungen deutliche Längsstreifung, während Dames bestimmt erklärt, die ihm vorliegenden Zähne seien glatt, und nur bei starker Vergrößerung sei an dem größten Stücke, aber nur an der Basis, eine feine vertikale Streifung wahrzunehmen, die kaum 2 *mm* weit hinaufgehe. Dabei an *Sphyraenodus* = *Dictyodus* zu denken, scheint mir ausgeschlossen zu sein.

1884. D. Kramberger-Gorjanović hat (Rada jugosl. Ak., LXXII, 1884) von Trifail *Orcynus Komposchi* beschrieben (S. 39) und abgebildet (Taf. III, Fig. 1). Eine Wirbelsäule mit den Anhängen, ohne den Schwanzteil und ohne Reste vom Kopfe. Wirbelkörper schlecht erhalten. Muß daher außer Betracht bleiben.

1885. E. Rivière hat unter den Resten aus den Höhlen von Menton (Italien) auch einen Kiemenhautstrahl von *Thynnus* angeführt (Assoc. Franç. 15. Sess. 1885, pag. 450—457, Nancy) ohne alle weiteren Angaben, außer dem Gattungsnamen.

1886. Von den zahlreichen Resten von Scombriden in den tertiären Glarner Fischschiefern (A. Wettstein, Abhandl. d. schweiz. paläont. Ges. 1886, Bd. XIII, Heft 2) zeigt kein einziger die Hypuralplatte und auch sonst kommt keiner dieser Reste bei unserem Fische in Betracht. (Abgebildet wurden: *Echineis glaronensis Wettst.* [ein prächtig erhaltenes Exemplar], *Archaeus glaronensis Ag.*, *Arch. aeoides longus Wettst.*, *Arch. longicostatus v. R.*, *Arch. macrurus Wettst.* [gut erhaltener Rest], *Palimphyes glaronensis Wettst.* und *Isurus macrurus Ag.*)

1887. R. Storms hat (Ann. Soc. Géol. Belg. XIII, 1887 Mém. pag. 265, Taf. IV) Reste eines Scombriden unter dem Namen *Amphodon Benedeni* beschrieben. Kopfteile und Wirbel. Die großen Zähne sind an der Basis stark gefaltet und gefurcht, an der Spitze wenig nach einwärts gekrümmt. (Smith Woodward, Catalogue IV, S. 474, hat den Geschlechtsnamen in *Scombramphodon* umgeändert und *Sphyraenodus crassidens Ag.* angeschlossen.) Andere Kieferreste wurden von Storms *Amphodon curvidens* genannt (l. c. pag. 266, Taf. V). Die Wirbelkörper sind nicht länger als breit, wodurch sich diese Reste von anderen großzähnigen Scombriden unterscheiden. Die Zähne stehen in zwei Reihen, eine Reihe von größeren innen und eine zweite von ungefalteten, gedrungeneren kleinen Zähnen außen. Dieses Verhalten erinnert an die zwei Zahnreihen bei *Lichia vadigo.* Freilich ist bei dieser Art die Reihe der großen Zähne die äußere. Die Doppelreihigkeit der Zähne ist das von unseren Resten unterscheidende. Von hohem Interesse für unsere Vergleiche ist das von Storms zur Abbildung gebrachte Schwanzende der Wirbelsäule (man vergleiche die Textillustration Fig. 5), welche der Autor mit einer der beiden Formen.



in Zusammenhang brachte, und dabei von einer Reihe von 20 Wirbeln Mitteilung machte, aber nur die beiden letzten und die Hypuralplatte abbilden ließ. Der vorletzte Wirbel zeigt die kräftige Neurapophyse, die in einem kräftigen Knochendorn ausläuft und das Vorhandensein

Fig. 5.



Schwanzende von *Amphodon spec.* nach R. Storms (1887).

eines Chordaschlitzes erkennen läßt. Das hintere Ende der Platte ist verbrochen, zeigt eine etwas gegen unten ziehende mittlere Seitenkante, was einigermaßen an das Verhalten bei unserem Reste erinnert.

1887. R. Storms (Bull. Soc. Belg. Géol. I, 1887, pag. 39) gab Bemerkungen über *Scomberodon Dumontii van Beneden.*

1888. L. Dollo und R Storms haben in der Mitteilung über die Teleostier aus dem Rupelien (Zoologischer Anzeiger 1888, pag. 265 bis 267) *Dictyodus Owen* als Synonym für *Sphyraenodus* bezeichnet.

Die eine der H. v. Meyerschen Arten (*Sphyraenodus lingulatus*) sei zu *Scomberodon van Beneden* gehörig. Auch seien im British Museum Reste von *Scomberodon* als *Sphyraenodus* bezeichnet.

Dictyodus und *Scomberodon* seien generisch verschieden. *Dictyodus* habe gekrümmte, *Scomberodon* gerade und schneidende Zähne. *Dictyodus* sei durch seine kräftigen Zähne von *Scomber*, *Thynnus* etc. unterschieden, stehe aber *Pelamys* sehr nahe. *Scomberodon* jedoch sei als zu *Cybium* gehörig zu betrachten. Es stimmt dies mit meiner vor Einsichtnahme der Dollo-Stormsschen Abhandlung gewonnenen Auffassung vollkommen überein.

1889. R. Storms (Mémoires Soc. Belge de Géologie etc. III, 1889, pag. 163—178, Taf VII) hat aus der Gegend von Antwerpen

Wirbel von verschiedenen Scombridengattungen besprochen, sie auf *Thynnus* bezogen und als *Thynnus* (*Orcynus*) *scaldisii* beschrieben. Von den Monte Bolca-Scombriden seien nur *Orcynus lanceolatus* und *latior* zu *Thynnus* gehörig.

Storms bildet in dieser wichtigen Arbeit Wirbel von *Thynnus scaldisii* ab, welche von ansehnlich großen Individuen stammen, weit größer als der Fisch von Siebenhirten. Es besteht offenbar eine ähnliche Verschiedenheit in den Längen der aufeinanderfolgenden Wirbel (l. c. pag. 175). Es werden die folgenden Maße angegeben:

der 17. Wirbel 39 und 42 *mm* lang
„ 18. „ 38 *mm*
„ 24. „ 43 „
„ 25. „ 42 „

weiterhin besteht eine Zunahme bis zum 32. Wirbel. Dieser wird mit 57 und 48 *mm* Länge angegeben,

der 33. Wirbel mit 53 *mm*
„ 34. „ „ 67 „
„ 35. „ „ 44 und 33 *mm* Länge.

Einen Hauptunterschied in der Form von jener an unserem Fossil bezeichnet die Ausbildung der seitlichen Gruben, welche im allgemeinen, ähnlich so wie bei *Thynnus*, annähernd symmetrisch gestaltet sind, wenigstens beim 26. und 30. Wirbel, während bei unserem Fossil die größte Vertiefung durchweg weiter nach vorn gelegen ist. Daraus ergibt sich bei unserem Individuum eine andere Gestaltung der mittleren Erhöhung, welche nach rückwärts beträchtlich anschwillt und verbreitert erscheint und den Raum bietet für die Entwicklung von meist seichten Längsfurchen. Beim 23. Wirbel unseres Tieres rückt die Vertiefung nach hinten. Der 32. Wirbel bei *Thynnus scaldisii* läßt die scharfen seitlichen Leisten („crête longitudinale“) deutlich erkennen, während für unser Fossil gerade der Abgang solcher seitlicher Knochenfortsätze an den Schwanzwirbeln zu den bezeichnendsten Erscheinungen gehört; ähnlich wie *Thynnus scaldisii* verhalten sich nach Storms (l. c. 166) *Cybium* und *Scomber*. Bei *Cybium* sind sie nur als Knorpel angedeutet, nicht verknöchert. Aus dem Gesagten geht hervor, daß unser Fossil nicht in die unmittelbare Verwandtschaft mit dem pliocänen *Thynnus* von Antwerpen gehören kann.

1889. F. Bassani (Atti R. Ac. Sc. Napoli III) führt aus dem unteren vizentinischen Miocän an: *Lichia lata*, *L. Stoppanii* und *Scomber cf. antiquus*.

1890. A. Smith Woodward (Ann. mag. Nat. Hist., 6. Ser., V, 1890, pag. 294) hat aus dem Corallinen Crag, dem Crag von Suffolk und aus dem Red Crag Wirbel eines Scombriden beschrieben, die (nach W. Dames, Neues Jahrb. 1893, I, S. 173) möglicherweise einer noch unbeschriebenen Gattung angehören dürften. Er nannte die betreffende Form, sie ist etwas kleiner als die belgische, *Thynnus scaldisiensis* (= *Th. scaldisii Storms*).

1891. D. Gorjanović-Kramberger (Rad. Jugosl. Ak., CVI, 1891, pag. 119, Taf. XXIV, Fig. 3) hat von Podsused in Kroatien einen unvollständigen Rest als *Scomber priscus* beschrieben.

1892. R. Storms hat über *Cybium* (*Enchodus*) *Bleekeri* geschrieben (Mém. Soc. Belg. de Géol. etc., VI, 1892, pag. 3—14, Taf. I). Ziemlich vollständiger Schädelrest mit bezahntem linken Intermaxillare von Boom. (Die Unterkieferzähne scheinen im Gesteine zu stecken.) Die Zähne sind, zum Unterschiede von *Thynnus* und *Pelamys*, „lanzettlich" zusammengedrückt, „scharf, spitzig und schneidig". Neben *Cybium* finde sich in Boom auch ein konischzähniger Fisch, der an *Sphyraenodus* und *Pelamys* anschließe.

1895. D. Gorjanović-Kramberger hat einen unvollständigen Rest als *Thynnus* (*Scomber Smith Woodward*) *planovatus* von Trifail besprochen (Djela Jugosl. Ak., XVI, 1895, pag. 63, Taf. XI, Fig. 2).

1897. R. Storms hat aus dem belgischen mittleren Eocän *Cybium Proosti* beschrieben (Revue Quest. Sc., XII, 1897, pag. 244 Fig. 1—3). Kiefer und Wirbel, die nach Smith Woodward (IV, 1901, S. 470) als etwas zweifelhaft zu bezeichnen sind. (Diese Abhandlung ist mir erst durch die Güte Prof. Dollos zugänglich geworden.) *Cybium Proosti* ist auf Kieferreste von bedeutender Größe (zirka 0·34 *m* lang) und auf sechs große, in einer Reihe aufeinanderfolgender Wirbel begründet, deren Abbildung leider weniger gut gelungen ist (l. c. S. 246), aber den Scombridenwirbelcharakter aufzuweisen scheinen. Die großen Fossetten erinnern mehr an jene bei *Pelamys* als bei *Cybium*. Die großen Zähne werden als lanzettlich und an den Rändern schneidig bezeichnet, sind unregelmäßig angeordnet und sollen weit vor dem hinteren Ende der Intermaxillaren enden. Im Unterkiefer sitzen auffallenderweise viel kleinere Zähne.

1898. E. Wittich (Neue Fische aus den mitteloligocänen Meeressanden des Mainzer Beckens. Notizbl. d. Ver. f. Erdk., Darmstadt, IV, Hft. 19, 1898) hat (l. c. S. 40) einen Kieferrest von *Dictyodus lingulatus H. v. M. sp.* beschrieben und (Taf. I, Fig. 9) abgebildet. Er erwähnt, daß H. v. Meyer diese Form als *Sphyraenodus* neben einer verwandten Art (*Sphyraenodus conoideus*) aus dem Flonheimer Meeressande beschrieben habe. Wittich schließt sich dem Zittelschen Vorgange an, den Agassizschen Namen *Sphyraenodus* durch den von Owen (siehe oben) gegebenen: *Dictyodus* zu ersetzen. Wittich beschreibt die ihm vorliegenden Zähne als spitz, dreieckig, mit scharfen Rändern, während die gegebene Abbildung dies nicht gut erkennen läßt. Er erwähnt, es scheine, daß *Dictyodus* auch sonst noch in Tertiärschichten vorkomme, und führt als Beispiele die von Graf Münster aus dem Wiener Becken und von Dames aus fraglich „jungeocänen Schichten" vom Birket-el-Qurun in Ägypten beschriebenen Zähne an. Wenn er sagt, diese beiden Autoren hätten die betreffenden Zähne zu *Saurocephalus* gezogen, so trifft dies bei Graf Münster nicht zu, denn Münster beschreibt die mit *Sphyraenodus* zu vereinigenden Reste, wie schon erwähnt wurde, als *Cybium Partschi*. (Dieselbe Annahme hat übrigens auch H. v. Meyer gemacht [Neues Jahrb. 1846, S. 598],

sie aber auf die beiden von Münster als *Saurocephalus* bezogenen Reste beschränkt.) Auch wenn Wittich anführt, van Beneden habe Kieferreste aus dem belgischen Rupelien als *Scomberodon* beschrieben, mit *Sphyraenodus* für identisch erklärt, also zu den Scombriden gerechnet, so stimmt dies nicht ganz mit den Angaben van Benedens, der wohl nur von einer Annäherung an *Sphyraenodus* spricht; wenigstens läßt sein „se rapproche" sich auch auf diese Art deuten. *Scomberodon van Beneden*, sagt Wittich ganz zutreffend, sei dem *Dictyodus* ähnlich, aber „durchaus nicht als identisch anzusehen", wobei er auf die Verschiedenheit der Dimensionen und Krümmungen der Zahnkronen hinweist.

Dollo und Storms hätten eine Art aus dem Meeressande („wahrscheinlich *Dictyodus lingulatus*") gleichfalls zu *Scomberodon* gestellt. Wittich läßt übrigens mit Recht die Entscheidung offen, da man bei beiden Gattungen nur auf Dentalia angewiesen sei.

Die Zahnhöhen bei *Dictyodus lingulatus E. Wittich* betragen 8·3, 11·6 und 9·3 *mm*, ihre Basalbreiten 6·0, 6·6 und 6·8 *mm* (von vorn nach hinten), die Dicken (von außen nach innen) 4·3 und 4·5 *mm*.

Nach der gegebenen Abbildung würde ich auf glatte oder vielleicht etwas zweischneidige Zahnkronen geschlossen haben. Die Form des Vorderrandes des Unterkieferbruchstückes (Taf. I, Fig. 9) hat mit den eigenartigen Ausschnitten, die an dem Reste von Siebenhirten beschrieben wurden, einige Ähnlichkeit.

1901. A. Smith Woodward hat in seinem „Catalogue of the fossil Fishes in the British Museum (Natural History)", Part. IV, XXXVIII und 636 S. mit 19 Tafeln und 22 Textfiguren, London 1901, *Carangidae* (S. 425—451) und *Scombridae* (S. 451—482) behandelt.

Von den Carangideen, welche früher vielfach als Scombriden bestimmt wurden, werden mehrere Arten von *Seriola* besprochen als *S. prisca Ag. sp.*, *S. lata Heck.*, *S. analis Ag. sp.* = *Carangopsis* oder *Lichia analis*. Bei *Lichia lata F. Bassani* und *L. Stoppanii F. Bassani* bleibe die Zugehörigkeit in Frage, die Reste von *Lichia alta Kramb.*, *L. secunda Winkl.* und *Seriola Beaumonti Fr. de Botella* seien generisch nicht zu bestimmen. Die fossilen *Lichia*-Arten stellt Smith Woodward zu *Seriola*. Von den angeführten Scombriden werden besprochen: die Genera (die Wirbelzahl in [ ]) *Isurichthys* [30] für *Isurus Ag.*, *Thynnus* [zirka 40], *Eothynnus n. g.* für *Coelocephalus L. Ag.* [?], *Scomber* [zirka 30], *Palimphyes* [zirka 40], *Scombrinus n. g.* [?], zum Beispiel *Scombrinus macropomus Ag.* für *Cybium macropomum Ag.* (durch die größeren Zähne von *Scomber* unterschieden), *Auxis* [30—40], *A. (?) propterygius Ag. sp.* (*Scomber pelamys*, *trachurus Volta*, *Labrus bifasciatus Volta* und *Ophicephalus striatus Volta* umfassend), *Cybium* (= *Scomberodon van Beneden*). Wirbel stark eingeschnürt, Wirbelanzahl offenbar sehr variabel. Aus dem Bartonton werden angeführt: *C. excelsum* und *bartonense* (nur Kieferstücke).

Sphyraenodus lingulatus H. v. Meyer wird als *Cybium* bezeichnet, wie schon von R. Storms (1892). Die Gattungsbestimmung von *Cybium Partschi Münster* von Inzersdorf wird als fraglich bezeichnet. Von ***Eocoelopoma n. g.*** für *Coelopoma Ag.*, ist nur der Kopf bekannt.



Sphyraenodus (= *Dictyodus Owen*): Große konische Zähne ohne seitliche Depression. Es stimmt dies zwar mit den von L. Agassiz (l. c. V, S. 98) gegebenen Ausführungen nicht überein, denn dort heißt es ausdrücklich: Die Zähne „sind konisch, leicht zusammengedrückt“. Agassiz betont übrigens an derselben Stelle, daß die Zähne von *Sphyraenodus* gleich seien, im Gegensatze zu jenen von *Sphyraena*, bei welchem Geschlechte neben konischen auch zusammengedrückt erscheinende und neben den großen eine Menge damit abwechselnder kleiner Zähne auftreten. Agassiz hat sonach das wenig zutreffende des von ihm gewählten Namens bereits selbst erkannt. Smith Woodward betont die Ähnlichkeit mit *Pelamys*, die Zähne seien nur größer und stärker als bei diesem lebenden Geschlechte. *Scombramphodon n. g.* für *Amphodon R. Storms:* Eine Reihe kleiner Zähne neben den großen und konischen. Die Wirbel nicht länger als breit, mit zwei seitlichen Gruben. *Sphyraenodus crassidens Ag.* wird hierher gestellt. *Tyrsitocephalus G. v. Rath* (Fischschiefer von Glarus) und *Lepidopus Gouan* (Glarus und Sizilien).

1904. Vor kurzem hat A. Koch Reste von *Sphyraenodus* aus den Mergeln von Beocsin in Kroatien ausführlicher beschrieben und abgebildet. (Annales musei nation. Hungarici, II, 1904, 72 S. mit 7 Taf.)

In seiner sehr genauen Beschreibung des schönen Restes von *Sphyraenodus hexagonalis n. sp.* (l. c. S. 44—50, Taf. IV, Fig. 1, Taf. V, Fig. 1, Taf. VI, Fig. 1—6) betont Koch, daß die Zähne in bezug auf ihre Form und Skulptur Abweichungen zeigen von den bisher beschriebenen fossilen *Sphyraenodus*-Arten. Die jüngeren Zähne „krümmen sich gleich von der Emailbasis an nach einwärts“. Im unteren Teile sei die Zahnkrone breit konisch, weiter hinauf aber werde der Kegel schlanker und sei von außen gegen innen etwas zusammengedrückt, um in einer scharfen Spitze zu enden. Daß unter den Beocsiner Zähnen auch solche mit feiner Streifung vorkommen, geht aus den Abbildungen (l. c. Taf. VI, Fig. 2—6) hervor. A. Koch hat den Umfang der Basis, besonders der jüngeren Zähne, symmetrisch sechsseitig gefunden. Bei den Zähnen von Siebenhirten kann ich dies, wie schon erwähnt, nicht finden. Diese symmetrische Sechsseitigkeit findet sich wohl nur vereinzelt, vielleicht als ein weiterer Beweis für die Variabilität auch dieser Verhältnisse. Am konstantesten ist das Überwiegen der Längs- gegen die Querdimension der Querschnitte der Zähne, besonders im unteren Teile der Zahnkronen, was mit den Messungen an unserem Stücke im allgemeinen übereinstimmt.

Herr Prof. Dr. A. Koch hatte die große Freundlichkeit, mir die Originalstücke zu den Abbildungen von *Sphyraenodus hexagonalis* aus dem Beocsiner Mergel, der dem unteren Horizont der „pannonischen Stufe“ entspricht, zur Ansicht zuzusenden. Ich entnehme daraus, daß die Unterkieferreste etwas schlanker gebaut zu sein scheinen, als jene des Siebenhirtener Restes. Ihre Oberflächen sind auffallend glatt, während die Stücke aus der Wiener Bucht etwas gedrungener gebaut, derber erscheinen und an der Oberfläche eine schärfer ausgeprägte Längsstreifung aufweisen. Die in den Kiefern sitzenden Zähne der Beocsiner Stücke sind zumeist, soweit dies beobachtet werden kann,

von annähernd kreisrundem Querschnitte und fast glatt, während sie bei unserem Stücke, besonders an der Basis der Kronen, tief gefurcht sind, wobei die Furchen an der Außenseite sich bis über die Hälfte der Kronenlänge gegen die Spitze hin verfolgen lassen.

Ein neu erworbener Schädelrest des Budapester Museums, der von Prof. Koch erst bearbeitet werden wird, den er mir jedoch zum Vergleiche zu senden die Liebenswürdigkeit hatte, zeigt eine viel größere Übereinstimmung mit dem Wiener Stücke, auch in der Beschaffenheit der Knochen und Zähne. Es spricht dies nur für die große Variabilität der Skulpturbeschaffenheit der Knochenoberflächen, was sich auch aus dem Vergleiche der Halswirbel unseres Siebenhirtener und des Taf. III, Fig. 12 abgebildeten Stückes von Leopoldsdorf ergibt. Im Budapester Museum befinden sich auch Teile der Wirbelsäule, so ein Wirbelbruchstück aus dem vordersten Teile der Wirbelsäule, vielleicht der erste Halswirbel, wenn es nicht einen Teil des basalen Hinterhauptkörpers (Occipitale basilare) darstellt, mit der flach konisch vertieften Hinterfläche. Ich wage dies nicht zu entscheiden, der Erhaltungszustand läßt zu viel zu wünschen übrig. Außer einigen Ausfüllungsmassen der konischen Vertiefungen von Wirbelkörpern aus der mittleren Partie der Wirbelsäule, einige davon in schönem Verbande miteinander, liegen noch zwei Wirbel aus der vorderen Schwanzregion vor. Gerade diese erlauben in bezug auf die Größenverhältnisse Vergleiche anzustellen.

Schon aus der Betrachtung der erwähnten Ausfüllungsmassen läßt sich eine Art von Vergleich ziehen. Sie lassen auf eine Länge der Wirbelkörper zwischen 26 und 29 *mm* schließen, bei einem Durchmesser von 31—35 *mm*, während bei der Wiener Wirbelsäule die Wirbelkörperlänge in derselben Partie der Säule zirka 30 *mm*, der Durchmesser der konischen Vertiefungen aber 25—26 *mm* beträgt. Es ergäbe sich daraus eine weit gedrungenere Form dieser Wirbelkörper. Die Schwanzwirbel des Beocsiner Exemplars sind wohl durch seitlichen Druck etwas deformiert. Die Länge des am besten erhaltenen Wirbels mißt 23 *mm*. Der Durchmesser, der Höhe nach gemessen, ergäbe sich an den Rändern der konischen Hohlräume mit etwa 36 *mm*, der Querdurchmesser aber mit zirka 32 *mm*, während an dem Siebenhirtener Stücke die Länge des Wirbelkörpers zirka 21 *mm* beträgt, der Querdurchmesser aber gleichfalls zirka 21 *mm* ausmachen dürfte, so daß auch in dieser hintersten Partie der Wirbelsäule bei der Beocsiner Art viel gedrungener gebaute Wirbelkörper vorhanden sind.

1904. A. Koch hat jüngst (Földtani Közlöny XXXIV, S. 365, 366) aus dem mitteleocänen Grobkalke von Bacstorok in der Umgebung von Klausenburg (Kolozsvár) in Siebenbürgen das Vorkommen eines Kiefers besprochen, der als *Sphyraenodus cf. priscus Ag.* bestimmt wurde. Eine Abbildung und Beschreibung wird in Aussicht gestellt.



D. Einige Vergleiche mit lebenden Arten.

Im k. k. naturhistorischen Hofmuseum in Wien konnte ich mich überzeugen, daß unter den lebenden Scombriden in bezug auf die Bezahnung *Pelamys sarda Bl.* (aus der nördlichen Adria [Triest]) eine große Ähnlichkeit mit unserem Reste hat, denn die Zähne von *Thynnus thynnus* sind, wenn auch von recht ähnlicher Form, im Verhältnisse sehr klein. Die Zähne von *Pelamys* dagegen sind kräftig, konisch und hakig nach einwärts gebogen, sie sind nur verhältnismäßig schlanker gebaut als jene an unserem Fossil. Zu erwähnen ist dabei das Vorkommen meist in einer Reihe gedrängt stehender kleiner, spitzer Zähnchen an dem Unterrande der Gaumenbeine. — Was dagegen das Skelett von *Pelamys* anbelangt, so ist, wie schon erwähnt wurde, die Zahl der Wirbel (54) eine bedeutend größere als beim Thunfisch oder bei unserem Fossil. Erwähnen möchte ich, daß die Fossetten der *Pelamys*-Wirbel ihre größte Tiefe vor der Mitte besitzen und daß die mittleren Erhöhungen dadurch jenen an unserem Tiere ähnlich werden und sich nach rückwärts verbreitern. Bei *Pelamys sarda* treten bei den Schwanzwirbeln auch die flach niedergelegten oberen und unteren Fortsätze auf, und zwar deckt der Dornfortsatz des sechsten Wirbels (von rückwärts gezählt) in flächenförmiger Verbreiterung den fünftletzten Wirbelkörper, die Fortsätze des fünftletzten Wirbels aber nehmen bereits Anteil an der Bildung der Stütze der Schwanzflosse. Bei *Thynnus* nehmen dagegen die beiderseitigen Dornfortsätze der drei letzten Wirbel an der Bildung der Stütze der Caudalflosse Anteil, jene des vierten ragen bereits frei und spitz vor. Bei *Ausonia* beteiligen sich nur die Dornfortsätze der beiden letzten Wirbel an der Stütze der Caudalflosse. Ähnlich so ist es, wie gezeigt wurde, bei unserem Reste. Die Hypuralplatte ist bei dem mir vorliegenden Exemplar von *Pelamys sarda* nicht völlig entblößt, doch erkennt man, daß das hinterste Ende leicht vorspringt, etwa so wie bei *Ausonia* und *Thynnus* (man vergleiche Textfigur 6 und 7). Die Zähne sind, obwohl konisch, von der Seite her etwas zusammengedrückt; sie sind zumeist fast ganz glatt, nur einige lassen in der basalen Hälfte eine zarte Längsstreifung erkennen. Die Parapophysen sind, von rückwärts gezählt, vom sechsten bis zum zehnten Schwanzwirbel entwickelt.

Vergleiche konnte ich auch an dem vortrefflichen zerlegten Skelette eines ziemlich großen Individuums von *Centrolophus pompilius L.* aus Genua anstellen. Das Skelett besitzt 26 Wirbel und die Hypuralplatte besteht aus zwei unverwachsenen Stücken, welche am rückwärtigen Ende einen über die Mitte der zweiteiligen Platte hineinreichenden dreieckigen Ausschnitt offen lassen (man vergleiche Textfigur 8), während beide Teile beim Thunfisch und bei der *Ausonia* eine vollkommen verknöcherte Platte bilden, die rückwärts in der Mitte sogar etwas vorspringt. Bei *Cybium regale* erscheint mir das Hypurale als eine innig verschmolzene, aber am hintersten Ende nicht vorgezogen endigende Platte; an sie schließen sich die Medianfortsätze der vier letzten Wirbel, um der Schwanzflosse als Stütze zu dienen, ähnlich so wie

das auch bei *Thynnus thynnus L.* der Fall ist. Da die Flossenstrahlen aufsitzen, ist die genauere Form der Hypuralplatte von *Cybium regale* nicht zu erkennen, nur in der Mittellinie liegt sie frei zutage. Daraus ergibt sich, daß unser Siebenhirtener Rest in dieser Beziehung zwischen die beiden genannten Formen, also zwischen Carangiden und Scombriden zu stehen kommt.

Das herrliche zerlegte Skelett von *Thynnus thynnus L.* des Hofmuseums besitzt 40 Wirbel, bei dem mir zum Vergleiche übergebenen zweiten Exemplar kann ich bis zur Schwanzplatte nur 39 Wirbelkörper zählen. Bei dem kleinen Skelette von *Cybium regale* zähle ich, wie schon erwähnt wurde, bis zur Schwanzplatte aber 48 Wirbelkörper. Die vier letzten Wirbel von *Thynnus* sind von den vorhergehenden auffallend verschieden, indem die Fossetten bei dem vordersten derselben kaum angedeutet, bei den drei letzten aber vollkommen fehlen. Jener vierte, von der Schwanzplatte gezählt, besitzt noch eine Andeutung der seitlichen Erhöhung in der Mitte der Seiten, welche beim fünften, sechsten und siebenten Wirbel scharf und horizontal vorragende Platten aufweisen.

Am siebenten, von rückwärts, beginnen die rückwärtigen Neurapophysen und Haemapophysen sich auf den Körper des nächsthinteren Wirbels zu legen. Beim fünften reichen sie bis über die Mitte, beim vierten erreichen sie den Hinterrand. Dieses Verhältnis ist bei *Cybium regale Bloch* wieder ein ganz anderes, indem die genannten Fortsätze nach rückwärts zu immer spitzere Winkel mit der Oberfläche der Wirbelkörper einschließen, lang und spitz stachelig bleiben und im hintersten Teile sich nur aneinanderschließen, ohne den Wirbelkörper zu erreichen.

Unser Fossil gleicht somit in dieser Beziehung in der Tat am besten dem Thunfische. Aber auch bei der Abbildung von *Cybium speciosum Agass.* (l. c. V, Taf. XXV) glaube ich ein ganz analoges Verhalten annehmen zu dürfen.

Nachdem die im vorstehenden gegebenen Ausführungen vollendet waren, machte mich mein sehr verehrter Freund, Herr Kustos Siebenrock, auf ein eben fertig gewordenes Skelett von *Lichia vadigo Rond.* von der marokkanisch-atlantischen Küste aufmerksam, eine Art, welche auch im Mittelmeer und in der Adria vorkommt und durch ihre verhältnismäßig kräftigen, konischen und nach einwärts gekrümmten Zähne auffällt, während zum Beispiel *Lichia glauca Rond.* kleine hechelförmige Zähnchen besitzt. — Nur in der vordersten Partie der Intermaxillaren treten jedoch bei *Lichia vadigo* hinter den großen Zähnen eine größere Zahl viel kleinerer Zähnchen auf. Vomer und Palatinum tragen Hechelzähne. Die Intermaxillaren gehen nach rückwärts in ziemlich lange, stark verjüngte und mit zum Teil paarig stehenden Zähnchen besetzte Endstücke aus. Das vordere Ende ist oben auffallend grubig vertieft. Diese Beschaffenheit ist von jener bei *Thynnus* und *Cybium* sehr verschieden. Die Wirbelsäule von *Lichia vadigo* zählt nur 24 Wirbel und fallen die vordersten durch ihre ansehnliche Größe auf. Der erste ist dem ersten unseres Fisches nicht unähnlich, was die seitlich nach vorn und rückwärts gerichteten, kurzen, derben, fast dornartigen Fortsätze (Zygapophysen)



Fig. 6—11.

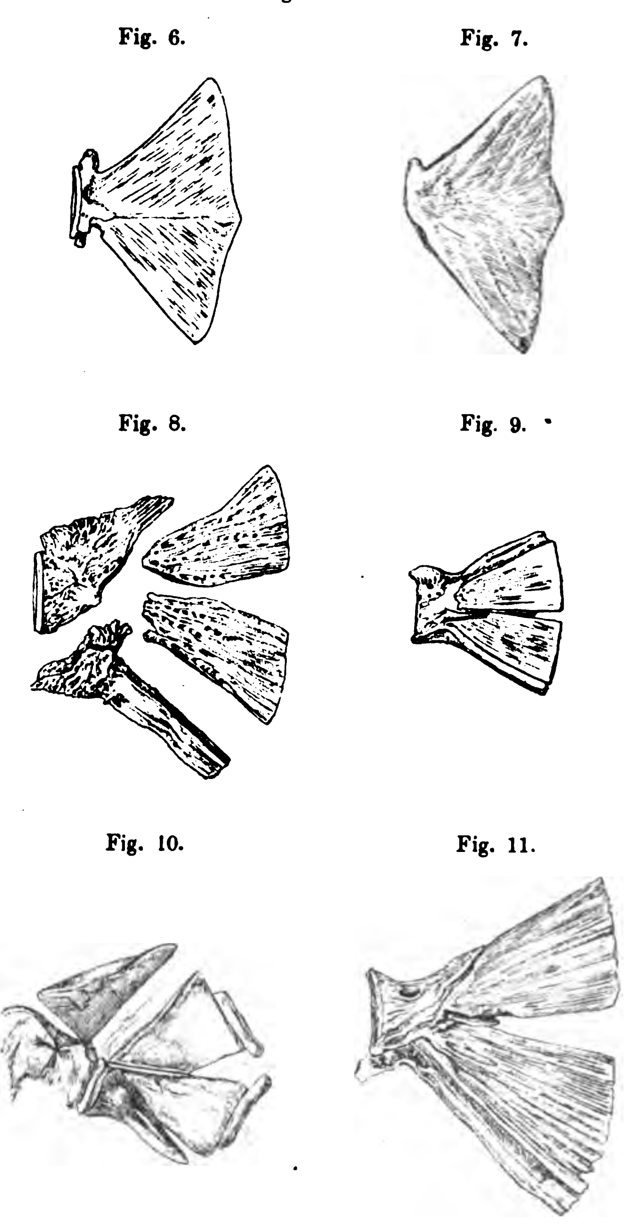


Fig. 6. Hypurale von *Thynnus*. — Fig. 7. Hypurale von *Ausonia*. Fig. 8. Letzter Wirbel und Hypurale von *Centrolophus*. — Fig. 9. Letzter Wirbel und Hypurale von *Lichia vadigo*. — Fig. 10. Letzter Wirbel und Hypurale von *Caranx carangopsis*. — Fig. 11. Letzter Wirbel und Hypurale von *Serranus* (nach A. Koch). (Fig. 6—10 nach der Natur gezeichnet.)

anbelangt, doch fehlen bei *Lichia vadigo* hier die Fossetten. Die erwähnten dornartigen Seitenfortsätze (Zygapophysen) sind bei *Lichia vadigo* schon beim dritten Wirbel ganz zurückgetreten, während bei unserem Fische die nach rückwärts gerichteten beim vierten und fünften Wirbel am kräftigsten entwickelt sind. Die mittleren nnd rückwärtigen Wirbel von *Lichia vadigo* zeigen vom sechsten Wirbel an in bezug auf die Entwicklung der Fossetten mit unserem Fische eine größere Ähnlichkeit, als dies bei *Thynnus* und *Cybium* der Fall ist; die größte Tiefe bei den Fossetten ist wie bei unserem Individuum etwas nach vorn gerückt und die mittlere Erhöhung zeigt eine ganz ähnliche Verbreiterung nach rückwärts, wenigstens vom sechsten bis zwölften Wirbel.

Das auffallendste ist jedoch das Verhalten der Caudalplatte. Dieses Verhalten hat mich zu den weiteren Vergleiche veranlaßt. Die Platte besteht aus zwei Teilen (Fig. 9), die in der Mittellinie aneinandertreten und rückwärts einen schmalen dreieckigen Einschnitt offen lassen, ähnlich so wie bei unserem Fische. Auch die Neurapophyse und Haemapophyse des letzten Schwanzwirbels legt sich ganz ähnlich so an die Platte, wie dies bei unserem Fische der Fall ist. Der seitliche Dorn des letzten Wirbels bei *Lichia vadigo* und *glauca*, scharf und spitz vorragend, scheint bei unserem Fische breit plattenförmig entwickelt gewesen zu sein. Der Bau des letzten Wirbels unseres Restes zeigt auch sonst große Ähnlichkeit mit jenem bei *Lichia* Diese Ähnlichkeit ist schon bei dem vorletzten und drittletzten Wirbel nicht mehr vorhanden, da bei unserem Fische Neurapophysen und Haemapophysen, wie schon geschildert wurde, ganz den Charakter wie bei *Thynnus* und *Pelamys* annehmen, d. h. sich breit und derb gestalten, mit vorragendem kräftigen Dorn, während sie bei *Lichia vadigo* den Charakter der vorderen gewöhnlichen Fortsätze besitzen. Die ganz verschiedene Ausbildung der Wirbelkörper des Schwanzes unseres Tieres gegenüber *Lichia* geht aus den im Vorhergehenden gesagten Ausführungen hervor, das auffallendste bleibt immer der völlige Abgang jeder Andeutung von seitlichen Knochenfortsätzen, ähnlich so wie bei *Cybium*. *Caranx carangopsis* und *Lichia* (*Seriola*) *vadigo* scheinen in Beziehung auf die Entwicklung des Hypurale am meisten an die Verhältnisse bei unserem Reste anzuschließen, welcher sonach, in dieser einen Ausbildung, eine Art von Zwischenform zwischen Carangiden und Scombriden zu bilden scheint. (Man vergleiche die Zusammenstellung Textfiguren 6—11 mit Taf. III, Fig. 14 und 15.) Freilich wird auch in Erinnerung zu behalten sein, daß bei den Formen, welche Cope (man vergleiche Cope: 1877, Textfigur 11 und auch unsere Textfiguren 3 und 4) aus der Green River-Fauna beschrieben hat, das Hypurale in ähnlicher Weise zur Entwicklung kam.

Zusammenfassung.

Die Ähnlichkeit der Zähne und der Bezahnung überhaupt, einerseits von *Sphyraenodus priscus Ag.*, anderseits von den Formen aus dem Wiener Becken ist sehr groß, doch sind die Zähne der letzteren





in den meisten Fällen höher, d. h. schlanker gebaut. Bei *Cybium macropomum Ag.* (Agassiz l. c. V, Taf. XXVI, 2) = *Scombrinus macropomus Sm. Woodw.* sind sie dagegen noch viel schlanker. Eine viel größere Ähnlichkeit haben die Zähne von *Sphyraenodus hexagonalis A. Koch.* Die Ähnlichkeit der schlankeren Zahnformen der Funde aus der Wiener Bucht und der Zähne von *Pelamys sarda* und *Lichia vadigo* wurde gebührend hervorgehoben. Es würde dies, angenommen die Kieferstücke aus der Wiener Bucht seien einer und derselben Art zuzurechnen, auf eine beträchtliche Variabilität der Zahnform schließen lassen, was ja immerhin möglich wäre; auch die pannonische Form von Beocsin würde dann dazuzurechnen sein. — Da nun aber bei allen bisher untersuchten, zu *Sphyraenodus* gestellten Formen nur Kopf-, Kiefer- und Zahnreste bekannt geworden und beschrieben worden, die übrigen Skeletteile aber zumeist ganz oder fast ganz unbekannt geblieben sind, erscheint mir eine solche Zusammenziehung aus dem Grunde gewagt, weil der nächste glückliche Fund möglicherweise Unterschiede ergeben kann, die der Annahme der Zusammengehörigkeit zuwider wären, was um so mehr zu den Möglichkeiten gehört, als wir ja Zähne recht ähnlicher Art bei recht verschiedenen Gattungen und Arten von Scombriden wiederfinden und auch bei im System weitab stehenden anderen Fossilien begegnen, man denke nur an das an *Lichia vadigo* beobachtete, an die *Sphyraena*-Zähne und an die Zähne von *Scombramphodon* (*Amphodon*) *Benedeni Storms.* Der Fund von Siebenhirten läßt nun auch die ganze Wirbelsäule erkennen. Die geringe Anzahl der Wirbel unseres Tieres würde auf die fossilen Formen von *Cybium*, z. B. *C. speciosum Ag.* hinweisen, welch letztere Art die gleiche Wirbelanzahl aufweist, während bei *Thynnus thynnus L.* 40, bei dem ähnlich bezahnten *Pelamys sarda Bloch* gar 54 Wirbel auftreten; freilich hat auch *Cybium regale Bloch* 48 Wirbel, so daß die Wirbelanzahl bei *Cybium* eine recht variable zu sein scheint. Durch eine geringe Wirbelanzahl werden auch *Centrolophus pompilius L.* (26), *Lichia vadigo Rond.* (24) und *Ausonia Cuvieri Risso* (23) auffällig, welche letztere Art in die *Centrolophus*-Gruppe gehört. Da es nun, wo eine fast vollständige Wirbelsäule vorliegt, möglich ist, mit noch größerer Sicherheit in bezug auf die systematische Stellung von „*Sphyraenodus*“ vorzugehen, als dies R. Storms 1888 zu tun in der Lage war, dessen Schlußfolgerungen, *Sphyraenodus* gehöre zur Familie der Scombriden und schließe sich in der Bezahnung nahe an *Pelamys* an, im allgemeinen zu bestätigen sind, so kann die systematische Stellung mit größerer Sicherheit besprochen werden als bisher. Daß die Art der Bezahnung und der Zahnform allein nicht hinreichend ist, um eine sichere systematische Einreihung vorzunehmen, geht anderseits aus der Tatsache hervor, daß die Bezahnung bei einem und demselben Geschlechte sehr verschieden sein kann. (*Lichia glauca* mit hechelförmigen, *Lichia vadigo* mit kräftigen konischen Zähnen.) Viel bezeichnender scheint das hintere Ende der Wirbelsäule zu sein, wenngleich sie auch nicht für sich allein entscheidend wird, da ja dermalen zu den Carangiden gerechnete Formen in gewisser Beziehung Ähnlichkeiten, speziell in der Ausbildung des Hypurale aufweisen, wie die erwähnte *Lichia* zeigt, bei der

die Schwanzplatte noch vollkommener ausgebildet ist, wie etwa bei *Centrolophus*, und zwar noch vollkommener, als dies Steindachner (1859, Taf. VII, Fig. 4) von *Caranx carangopsis Heck.* gezeichnet hat. (Siehe die obige vergleichende Darstellung der Hypurale, Textfiguren 6—11). Das Hypurale unseres Tieres hat zum Unterschiede von *Thynnus* und *Auxis*, bei welchen die Platte stumpf endet, rückwärts eine dreieckige Einbuchtung und erinnert in dieser Beziehung mehr an das Verhältnis bei *Caranx* und *Centrolophus*, wobei aber wieder insoweit eine Annäherung an *Thynnus* und *Auxis* auftritt, als die Schwanzplatte unseres Restes deutlicher ihre Entstehung aus oberen und unteren Dornfortsätzen erkennen läßt, als dies bei den zuletzt genannten lebenden Geschlechtern der Fall ist; ob eine ähnliche Einbuchtung auch bei *Amphodon R. Storms* (1887) vorhanden ist, was nicht unwahrscheinlich wäre, kann des unvollkommenen Erhaltungszustandes der betreffenden Fossilreste wegen nicht angegeben werden; im übrigen ist die Ähnlichkeit auffallend genug (man vergleiche Fig. 5, S. 72). Der Abgang der seitlichen plattigen Fortsätze (Parapophysen) bei unserem Fische erinnert wieder an *Cybium*. Die Neurapophysen und Haemapophysen der rückwärtigen Wirbel haben dagegen ganz den Charakter wie er z. B. bei *Thynnus* auftritt, so daß die Annahme von van Beneden (1874), R. Storms (1888) und Smith Woodward (1901), *Sphyraenodus* sei zu den Scombriden zu stellen, fast sichergestellt scheint, wobei gewisse Annäherungen unseres Tierrestes an die Carangiden *Caranx* und *Lichia* kaum zu bezweifeln sein werden, so daß man versucht wird, an eine Art von Zwischenform zwischen Carangiden und Scombriden zu denken. — Die Bezahnung ist analog wie bei *Pelamys*, *Sphyraena* und *Lichia vadigo*. Die Wirbelzahl ist kleiner als bei *Pelamys*, *Thynnus*, gleich jener bei *Cybium speciosum* und ähnlich jener von *Centrolophus* und *Ausonia*; der Abgang der plattigen Parapophysen erinnert an *Cybium*. Die weit übergreifenden plattigen oberen und unteren Dornfortsätze der ersten Schwanzwirbel sowie auch die abstehenden besonders kräftigen Dornfortsätze der letzten Schwanzwirbel sind wie bei *Thynnus* entwickelt. In bezug auf die Ausbildung des plattigen Hypurale steht unser Fossil zwischen *Caranx* und *Thynnus*, es dürfte sonach im System nach den Carangiden einzustellen sein (*Lichia*) und in der Nähe von *Pelamys* und *Cybium*.

Ich stehe da vor einer noch größeren Schwierigkeit als damals, als ich (1902) das so vollständige Rhinozeros von Hundsheim[1]) untersuchte und benannte, wo ich bei der Namengebung zur Aufstellung einer neuen Form gedrängt wurde, wenngleich es mir sehr lieb gewesen wäre, wenn ich die Namen „*Rh. etruscus Falc.* oder *Rh. megarhinus Christ.*“ hätte wählen können, was mir nicht weniger angenehm gewesen wäre, als dem freundlichen Beurteiler meiner Arbeit, Herrn Dr. Max. Schlosser (Neues Jahrb. für Min. etc. 1904, I, S. 300). Eine nicht vollkommen überzeugende Übereinstimmung in der Namengebung auszudrücken, erschien mir wissenschaftlich gefährlicher, als die

[1]) Dasselbe stammt übrigens nicht aus einer „Spalte“, wie ein Berichterstatter angibt, sondern aus einem gewaltigen Erosionsschlote.

Aufstellung eines neuen Namens, bei genauer Angabe der Verwandtschaftsverhältnisse, selbst auf die Gefahr hin, daß derselbe durch spätere sichere Erkenntnisse auf den einer Varietät beschränkt oder sogar ganz eingezogen werden müßte. Ähnlich so geht es mir heute. Der Siebenhirtener Fund liefert neue Erkenntnisse für eine bestimmte Form, Erkenntnisse, die sich dermalen auf keinen der bisher beschriebenen Funde überzeugend anwenden lassen; ich glaube daher recht zu tun, wenn ich gerade für einen gegenwärtig vollkommensten Rest einen ganz bestimmten neuen Namen aufstelle, bei dem ich jene der in gewissen Charakteren ähnlich gebauten Gattungen benütze und nicht den Namen *Sphyraenodus* wähle, da ja, wie sich im Verlaufe der Auseinandersetzungen zeigte, schon Agassiz selbst auf sehr bestimmte Unterschiede zwischen *Sphyraenodus* und *Sphyraena* hingewiesen hat, die die Wahl dieses Namens als eine wenig glückliche erscheinen lassen. Um Mißverständnissen vorzubeugen, werde ich übrigens den Namen *Sphyraenodus* in Parenthese beifügen, da er von Smith Woodward (1901) in seinem umfassenden Werke aufrecht erhalten wurde, wobei er jedoch auf das bestimmteste in die Charakteristik der Gattung die Angabe aufgenommen hat: „Die Zähne ohne seitliche Depression“, was streng genommen weder für unseren Rest noch für jene von Beocsin nach den angegebenen Maßverhältnissen gelten kann, da die Zahnquerschnitte doch immerhin um ein merkliches länger als breit sind. Bei unserem Reste wurde dieses Verhältnis mit 7·3 : 6 und 6·5 : 5·3, für *Sphyraenodus hexagonalis A. Koch* (l. c. 1904, S. 48) mit 5 : 4, 6 : 5, 5·5 : 4·5, 6·5 : 5·5 gefunden. Nach diesen Verhältnissen ist die seitliche Zusammendrückung bei unserem Fische ganz wenig stärker als bei der ungemein nahe stehenden Form von Beocsin (1·22 bei unserem, 1·18 bei dem kroatischen Individuum). Was die Artbezeichnung anbelangt, so muß ich weiters gestehen, daß ich am liebsten den Namen *Partschi*, den Graf von Münster (1846) für einen gewiß sehr nahestehenden Fischrest der Wiener Bucht (*Cybium Partschi*) eingeführt hat, gewählt hätte. Die betreffenden Reste sind aber denn doch zu ärmlich und konnten zum direkten Vergleiche nicht mehr herbeigezogen werden. Daß *Sphyraenodus hexagonalis A. Koch* (1904), eine überaus nahestehende Form sei, habe ich gleichfalls schon des näheren besprochen, da ich jedoch an keinem der Fundstücke aus der Wiener Bucht einen hexagonal erscheinenden Zahnquerschnitt beobachten konnte, bezeichne ich den dem Thunfische ähnlichen ansehnlichen Raubfisch der Wiener Bucht als

Pelamycybium („Sphyraenodus“) sinus vindobonensis n. gen. et n. spec.

Zur Geologie von Nordalbanien.

Von Dr. Franz Baron Nopcsa.

Mit einer geologischen Übersichtskarte (Tafel Nr IV) und 20 Zinkotypien im Text.

„Über die Auflagerung der Trias auf dem Schiefergebirge längs der Linie des Schwarzen Drin wissen wir noch gerade wie Boué nur das, was v. Hahns Darstellung den Geologen ahnen läßt.“ Dies sind die Worte, mit denen K. Oestreich noch im Jahre 1902 genötigt war, seine Geomorphologie eines Teiles der westlichen Balkanhalbinsel zu schließen und seither hat sich das Verhältnis nicht wesentlich geändert.

Infolge der ganz besonderen Liebenswürdigkeit meines Freundes, des k. u. k. österreichisch-ungarischen Konsuls in Üsküb, Herrn B. Pára und der Unterstützung, die mir seitens ihrer Exzellenzen des Generalinspektors für Makedonien Hilmi Pacha und des Valis von Kossovo Schakir Pacha zuteil wurde, war es mir in den Jahren 1903 und 1904 ermöglicht, einen Teil des Gebietes zwischen der Bahnstrecke Kumanova—Köprülü und der bulgarischen Grenze einerseits, das Gebiet zwischen Ferizović und Skutari anderseits in größter Ruhe zu bereisen, daselbst geologische Notizen zu machen und auf diese Weise einen Überblick über das bereits erwähnte Gebiet zu erlangen.

Ich kann nicht umhin den genannten Herren für ihre Güte und Liebenswürdigkeit, für den hohen Schutz, den sie mir zuteil werden ließen, und für das Interesse, das sie meiner Arbeit entgegenbrachten, wärmstens zu danken.

Als Kartenmaterial stand eine auf den Maßstab 1 : 75.000 gebrachte photographische Vergrößerung der Generalkarte von Mitteleuropa (1 : 200.000) zur Verfügung.

Als einheitliche Bezeichnung für das zwischen Rožaj, Mitrovica, Ferizović, Kačanik, Kalkande, Gostivar, Krčova und Ohrida einerseits, Montenegro und der Adria anderseits gelegene geologisch einheitliche Gebiet glaube ich den Namen Albanien verwenden zu dürfen, für das nördlich davon zwischen Ibar, Serbien, Bosnien und Montenegro gelegene Gebiet läßt sich der Ausdruck Novibazar verwenden.

Da Makedonien mehr oder weniger ausführlich von Oestreich und Cvijić bearbeitet wurde und speziell von letzterem bereits eine recht detaillierte geologische Karte Makedoniens publiziert wurde (die



nebenbei, wie schon Phillipson bemerkt, von Oestreichs geologischer Karte von Makedonien ganz bedeutend abweicht) außerdem von Cvijić eine große Arbeit über dieses Gebiet in Aussicht steht, so ist es natürlich, daß sich mein Hauptaugenmerk auf die von Cvijić und Oestreich nicht begangenen Gebiete reduzierte. Um die geologischen Verhältnisse Nordalbaniens erfassen zu können, schien mir ein kleiner Abstecher in die Rhodopemasse eine unerläßliche Bedingung, und dies ist der Grund, warum ich die Beschreibung der terra incognita Albaniens mit einer Skizze der besser bekannten Rhodopemasse beginne.

I. Reisebeschreibung.

A. Tournee: Krivolak—Brušnik—Pešternik—Promet—Garvan—Trescovec—Inova—Radovište—Topolnica—Ištib—Karbinci—Teranei—Podlag—Kočana—Nivičani—Rudare-Tursko—Kratovo—Kumanova.

Krivolak—Radovište.

Nach Übersetzung des Vardar zwischen Krivolak und Pepelište auf einer großen, jedoch elenden Fähre kommen bald hinter Krivolak in einer niedrigen buschbewachsenen Hügellandschaft Flyschgesteine zum Vorschein, und zwar sind hier gelbe, etwas sandige Mergel sichtbar, die zuerst nördliches Fallen (∢ 30°), später jenseits des westlich von Brušnik herabkommenden Grabens verschiedenes Fallen (WSW ∢ 30°, NNW ∢ 20°) zeigen. Unmittelbar hinter Krivolak werden diese typischen Flyschgesteine von einer Schotterdecke überlagert, auf der wieder bohnerzhaltiger, gelber Lehm zur Ablagerung gelangte. Nach Überschreiten eines kleinen Rinnsals wurde vor Brušnik ein zweiter Graben überschritten, in dem die Flyschschichten polygonal zersprungen und längs der Sprünge gelb verwittert erschienen und außerdem waren hier überall auf große Flächen hin die allerherrlichsten Wellenspuren (Ripplemarkes) zu konstatieren. Dies hält so an bis Brušnik, woselbst sich sandigere Schichten desselben Komplexes zeigen. Wie man nun bei Brušnik südliche Richtung einschlägt und den tief eingeschnittenen Krivolakbach überschreitet, ändert sich die Sache, da man sich von nun anstatt auf Flyschsandstein auf mehr konglomeratartigen Sandsteinen und echten groben Konglomeraten befindet. Ich konnte in dem polygenen Konglomerate zahlreiche kopfgroße Geröllstücke konstatieren. Mit dem Korne des Sediments geht auch eine Farbenveränderung Hand in Hand, denn im Gegensatze zu dem zuvor erwähnten blauen bis gelben Flyschsandstein (der völlig an die gleichen Bildungen des Wienerwaldes erinnert) ist hier als vorherrschende Farbe Bolusrot zu konstatieren. Das Gefüge des Konglomerats ist im allgemeinen locker. Überall zwischen dem linken (südlichen) Bachufer bei Brušnik und Pešternik war ausgesprochen westliches Fallen zu konstatieren. Von Brušnik führt am südlichen Talhange ein südwärts gerichteter Weg gerade nach Lipa, ein zweiter hingegen

in östlicher Richtung nach Pešternik, Kalanjevo (in der 1 : 200.000 Karte nicht verzeichnet) und von da auf den Promet.

Auf letztgenanntem Wege gelangt man (genau südlich des Ortskreises von Pešternik) wieder auf Mergel, Schiefer, Sandsteine und mäßig grobe Konglomerate von grauer Farbe, welche zusammen eine Mächtigkeit von zirka 40 *m* zeigen, und bald darauf wieder auf die bolusroten, übrigens schon von Grisebach erwähnten Konglomerate, die sich von den gleichen zuvor erwähnten roten Konglomeraten nur durch ihr bedeutend gröberes Kaliber unterscheiden, indem hier in den noch immer westwärts fallenden Konglomeraten (∢ 45°) nicht mehr kopfgroße, sondern fäßchengroße Geröllstücke von zirka 50 *cm* Durchmesser eine gar nicht unbedeutende Rolle spielen.

Schon die Größe dieser Stücke zeigt, daß eine küstennahe lokale Bildung vorliegt und in der Tat läßt sich dies bald auch auf andere Weise konstatieren. Knapp vor dem zirka 30 Minuten östlich Pešternik gelegenen Kalanjevo zeigen sich nämlich in den tieferen Lagen des Konglomerats Kalkgerölle, welche gegen unten an Häufigkeit zunehmen, bis ein Kalkkonglomerat entsteht, welches endlich auf einer Erosionsfläche eines weiter im Osten anstehenden kompakten grauen Kalkes lagert. Bei einer Wegkrümmung konnte ich die Überlagerung ganz deutlich konstatieren.

Auch von Kalanjevo zweigt ein Südwest gerichteter Weg gegen Lipa ab, während der Hauptweg weiterhin die Richtung gegen Lubnica einhält. Von fern kann man dort, wo der Hauptweg den Promet, respektive die in dessen südlicher Fortsetzung gelegene Kote 650 überschreitet, lichte graue Kalkfelsen konstatieren, die sich auch über die Wasserscheide erstrecken und die von Oestreich erwähnten Kalkgerölle der Kriva Lakavica liefern.

Von Kalanjevo bis Garvan wurden die auf der Karte eingezeichneten Wege verlassen und auf einem Saumweg zuerst nordwärts in das tiefe Tal von Brušnik—Promet, darauf in nordöstlicher Richtung geradewegs gegen Promet geritten.

Am Grunde des Tales, wo sich der Kalanjevo-Bach mit dem von Promet herabführenden Bache vereinigt (im Hochsommer enthält nur letzterer Wasser), zeigen sich noch immer NW fallend rote Tone und Konglomerate, welche einen von hier gegen den Promet begleiten.

Auf der Höhe des Promets kreuzt sich der eingeschlagene Fußweg Promet—Garvan mit einem längs der Vilajetgrenze NNW—SSO verlaufenden Saumweg, der geradeaus nach Berovo (Piperovo) hinführt.

Ein elender Fußsteig führt von der Promet-Höhe am Nordabhange des Garvaner Tälchens in diese Gemeinde und hier kann man nun im Liegenden der Konglomerate statt Kalksteine Pegmatit durchsetzte Diorite konstatieren. Der Diorit tritt zwar zum Teil auch in größeren zusammenhängenden Massen auf, meist ist er aber so von dem Pegmatit durchsetzt, daß faustgroße bis taubeneigroße, oft vollkommen abgerundete, im Querschnitt augenartige dunkle Dioritstücke in der weißlichrosenroten Pegmatitmasse liegen und man fast geneigt wird, das Ganze für eine synchrone Bildung zu halten, in der die mehr basischen Bestandteile sphärische Ausscheidungen bilden. Gegen

Garvan hin läßt sich statt dieses Eruptivmaterials ein sehr grobkörniger Zweiglimmergneis konstatieren und das Dorf ist selbst zum Teil noch auf einer in diesem Gesteine abradierten Terrasse errichtet.

Südlich des Dorfes kann man nicht mehr Gneis, sondern nur mehr etwas geneigte, lockere, offenbar tertiäre Schotter erkennen, die anhalten, bis man südwestlich des Dorfes Dl. Vraštica in das Tal der Kriva Rjeka herablangt. Hier befinden sich die von Oestreich und Viquesnel erwähnten und von Cvijić auf seiner Karte ebenfalls ausgeschiedenen Eruptivgesteine (Andesite).

Die nun folgende, zwischen Treskovec Gabreš und Inova liegende Gegend ist auf der Generalkarte 1 : 200.000 etwas unrichtig wieder gegeben worden, da die Wasserscheide zwischen Gabreš und Inova nicht in der Mitte zwischen diesen beiden Gemeinden liegt, sondern sich höchstens 2 *km* südwestlich von Inova befindet. Auf diese Weise gewinnt das Treskovec-Gabreš-Tal ganz bedeutend an Länge. Am Eingange in dieses Tal stehen nun bei Treskovec noch Andesite an, gleich darauf erscheinen aber glimmerschieferartige, in einem Winkel von 80° gegen SO fallende Gneise, die eine zirka 8 *m* mächtige Kalkbank enthalten. Dies hält ungefähr 2 *km* weit an, worauf am nordwestlichen Hange des breiten schottererfüllten Tales plötzlich wieder blaue Flyschgesteine anstehen. Allerdings scheint es sich hier bloß um ein ganz lokales Vorkommen zu handeln, indem gleich darauf wieder mit 45° gegen SO fallende Glimmerschiefer erscheinen, die bis auf die nordwestlich des Südendes liegende Wasserscheide anhalten. Diese selbst, zirka 800 *m* über dem Meere und 450 *m* über dem Radoviste-Tale, wird nun nicht, wie zu erwarten wäre, ebenfalls von kristallinischen Gesteinen, sondern von schwach geneigten Tegelschichten, Sand- und Schotterlagern (!) gebildet, wobei die Schotter wiederum faßgroße, bloß an den Kanten gerundete Blöcke enthalten. Als überwiegendes Material ließ sich daselbst Granit konstatieren.

Der Abstieg nach Inova zeigt wieder SO fallende Glimmerschiefer (Fallwinkel 50—90°) und man kann erkennen, daß die beschriebenen Sedimente bloß eine auf dem überschrittenen Rücken abgelagerte Decke bilden. Wahrscheinlich dürften sich diese Sedimente über Vraštica hinaus bis in die Gegend von Bres erstrecken.

Zirka 1 *km* südwestlich Inova läßt sich steil NW (∢ 70°) fallender muskovitreicher Gneis, darauf wieder großblättriger Glimmerschiefer konstatieren. Auf dem Weide- und Ackerlande zwischen Inova und Radovište konnte ich nirgends auch nur halbwegs verwendbare Aufschlüsse finden.

Aus Cvijić' seiner Routenkarte von Makedonien geht hervor, daß dieser Pionier der Balkanforschung in dieser Gegend nur eine Tournee von Vinitiani-Gradsko nach Ištib zurücklegte, während von Dr. Jankovic die Route Demirkapu—Strumiza begangen wurde. Oestreich scheint, obzwar dies in seiner Arbeit nicht besonders erwähnt wird, den Weg zwischen Lipovik—Treskovec und Ištib begangen zu haben. Trotz dieser wenigen Angaben läßt sich eine recht gute Übereinstimmung zwischen dem, was ich beobachtete, und dem, was Cvijić in seiner geologischen Karte dieser Gegend niederlegte ohne weiteres erkennen.



Radovište—Ištib.

Die nähere Umgebung von Radovište ist, da bei dieser Lokalität verschiedenartige Bildungen auf einem kleinen Flecken beisammenliegen, nicht ohne jeglicher Interesse.

Wie auch aus der Generalkarte 1 : 200.000 ersichtlich, wird der Ort, dessen Längsachse NW—SO verläuft, durch den Radovište-Bach in eine südwestliche und eine nordöstliche Hälfte getrennt, während zu beiden Seiten das Bergland knapp bis an die Ortschaftslisiére herantritt. Um die nächste Umgebung kennen zu lernen, habe ich eine Umgehung der nordöstlichen Dorfhälfte unternommen.

Im Südosten dieses Teiles konnte ich an dem gegen Kalagužli führenden Wege sehr flach gegen Osten geneigte rote Tonbänke und Konglomerate erkennen und feststellen, daß die Tonbänke in ihrem faziellen Habitus nicht unbedeutend an die berühmten subaërischen [1]) und fluviatilen Pikermitone erinnern. Weiter gegen Nordwesten schreitend, traf ich Muskovitgneis an und in der Nordwestecke des bezeichneten Dorfteiles ließen sich (etwas nordwestlich der weithin sichtbaren Kavalleriekaserne) in quarzreichem, mit 80° gegen NO fallendem gneisartigen Gesteine grünlichbraune bis dunkelgrüne Lagen von Hornstein konstatieren.

Auf dem Wege gegen Ištib verquert man vor allem O bis NO fallende glimmerreiche Gneise. Zirka $1^1/_2$ *km* westlich der Kote 441 (am Wege zwischen Radovište und Ištib) trifft man glimmerarmen, feldspatreichen Gneis und nicht weit davon auf an geschichteten Granitit erinnernde Gesteine. Westlich davon, wo der Weg nach Buim abzweigt, werden die wieder hervortretenden kristallinischen Schiefer von Hornblendeandesiten durchbrochen, die an dieser Stelle prächtige, regelmäßig schaligkugelige Absonderungen zeigen. Als Normalgröße der einzelnen Kugeln ließ sich zirka 20 *cm* erkennen, während größere allerdings auch 50 *cm* Durchmesser erreichen. Die Karaula östlich Kote 660 steht noch auf dem nämlichen Gesteine und erst bei Kote 660 ist wieder ein kleiner Aufschluß von protoginartigem Granit zu konstatieren.

Wo sich nun der Weg gegen den Drin-Bach senkt, kommen wieder junge Eruptivgesteine zum Vorschein und noch weiter unten, bei der letzten Wegkrümmung, vor der Kote 482 erscheinen gut geschichtete graue und rote Mergel, die von tonigen, mit 25° gegen NO fallenden schlechtgeschichteten, etwas sandigen Kalken unterlagert werden. In letzteren gelang es mir, einen Fährtenabdruck zu entdecken, der vollkommen übereinstimmt mit den aus dem Flysch von Oláhlaposbánya und Waidhofen a. d. Ybbs bekannten Schildkrötenspuren, leider ist mir aber dieses wertvolle Stück später abhanden gekommen. In Österreich wie in Ungarn waren die betreffenden Flyschschichten als neokom bezeichnet worden und da sich der für die genannten Spuren charakteristische Fleischlappen auch an dem makedonischen Stücke wiederfand, glaube ich die Spuren jedenfalls identi-

[1]) Ein Besuch in Pikermi überzeugte mich, daß wir es hier mit Schichten zu tun haben, die genetisch den tertiären Schichten der Badlands von Dakota analog sind. Näheres hierüber bei anderer Gelegenheit.



fizieren zu müssen. Ob hiermit auch das Alter der diese Kriechspur enthaltenden Kalktone selbst entschieden ist, bleibt allerdings eine andere, wohl eher negativ zu beantwortende Frage. Auf Cvijić' geologischer Karte ist an dieser Stelle allerdings ebenfalls „Kreideflysch" ausgeschieden worden. Auch jenseits des Drin-Baches läßt sich zirka bis zur Isohypse 700 mit 45° gegen NO fallender Flysch, von hier an aber bis Ištib Granit konstatieren.

Erst nordöstlich von Ištib beginnt wieder Flysch und auf einem kleinen Gange von Ištib zum nahe gelegenen Badeort Novoselo konnte das Verhalten von Granit und Flysch näher beobachtet werden. Genau östlich der in Ištib eingezeichneten östlichen Mühle steht noch Granit an, weiter im Norden sind Flyschmergel entwickelt, das Bregalnica-Tal westlich der Zitadelle besteht wieder aus Granit und dieser reicht bis an das Thermalbad von Novoselo, 100—200 *m* nordöstlich der Ištiber Zitadelle kann man am Burgberge und unter der Hauptdžamija auch noch rote bis graue Flyschmergel konstatieren. Beim Badehaus von Novoselo bricht der Granit in die Tiefe und südwestlich davon kann man südwestfallenden Flysch mit Fossilien der Gombertoschichten erkennen, weiter im Südwesten ist im ersten größeren Nebengraben, der von Nordwesten in die Bregalnica mündet, ein lokales Kohlenvorkommen nachgewiesen worden.

Die Therme von Novoselo entpringt hart an der Grenze zwischen Flysch und Granit noch aus dem letztgenannten Gesteine. Ihre Temperatur ist von Boué mit 54—55° C. angegeben worden.

Nördlich von Ištib lassen sich bei der am Nordende der Stadt gelegenen Kaserne und am Wege gegen Karaorman mit 45° nach NO fallende bunte, rote bis blaue Tone, verschiedenfarbige Sandsteine und polygene Konglomerate konstatieren, woraus hervorgeht, daß die Flysch- und Konglomeratbildungen südwestlich und nordöstlich des Ištiber Granitvorkommens eine Antiklinale bilden. Die bunten Konglomerate glaube ich mit den Konglomeraten des Promet identifizieren zu müssen. Analog dem Vorkommen am Promet sind auch nordöstlich der erwähnten Ištiber Kaserne („Ksr" der Generalkarte 1:200.000) auf den bunten Tonen und Konglomeraten blaue bis gelbe Mergeltone und feste, mergelige Kalklagen gelegen. Südwestlich von Novoselo sind hingegen die die Basis der Flyschserie bildenden bunten, roten Konglomerate und Tone, die einen Süßwasserhabitus zeigen, nur durch eine grobe Konglomeratlage von der Beschaffenheit eines Grundkonglomerates vertreten, die so wie die darauf auflagernden Flyschgesteine dieser Partie südwestliches Fallen (∢ 45°) aufweist. Möglicherweise ist diese Differenz dadurch zu erklären, daß schon damals das Becken von Kočana eine mehr abgeschlossene Mulde repräsentierte.

Da der Weg von Ištib bis Kočana größtenteils die Bregalnica-Niederung entlang führt, lassen die Aufschlüsse gar manches zu wünschen übrig. Nur bei dem 3 *km* östlich Karbinci gelegenen Karakol ließen sich noch einmal Flyschmergel konstatieren. Sonst wäre auf dem ganzen Wege höchstens die Existenz einer diluvialen Terrasse zwischen Mojanci und Podlag zu erwähnen. Kočana liegt auf kristallinischem Schiefer, und zwar konnte ich hier vorwiegend mäßig steil nach Ost fallende grünliche sernifitische Schiefer konstatieren.



Kočana—Kumanova.

Da der folgende Weg fast ausschließlich über eruptive Gesteine und deren Tuffe führt, wurde auf seine Aufnahme, die ohne ausgedehnte petrographische Aufsammlungen eine Unmöglichkeit wäre, bedeutend weniger Aufmerksamkeit verwendet. Dementsprechend sind zahlreichere Notizen nur bis in die Gegend von Nivičani eingetragen worden. Westlich des Südendes von Kočana konnte ich vor allem weißen tuffigen Lithothamnienkalk bis in die Gegend von Beli konstatieren; bei Beli selbst wurde an knolligen mergeligen Kalkbänken 30° südliches Fallen gemessen.

Nördlich Trakana, etwa dort, wo sich beide Nebenarme des zwischen Banja und Trakana herabführenden Baches vereinigen, wurden sehr steil (∢ 80—90°) nach SO fallende, sehr stark gefaltete, rote, glänzende, harte Schiefer beobachtet und weiter im Westen führte die seit Beli eingeschlagene westliche Richtung geradeaus auf den von Banja nach Nivičani führenden Saumweg.

Ungefähr 2 *km* nördlich des Badezeichens von Banja werden die ersten porphyrartigen Eruptivgesteine getroffen. $1^1/_2$ *km* südsüdöstlich Nivicani erscheinen noch einmal die oben beschriebenen roten Schiefer und jenseits dieses Punktes wird das große Eruptivgebiet von Kratovo betreten. In diesem großen Eruptivgebiete wurde nun keine weitere Ausscheidung vorgenommen. Es wurde nur an Tuffschichten bei Rudare-Tursko 60° südliches Fallen gemessen, nördlich dem im Westen von Zletovo gelegenen Karakol war das Fallen 20° gegen SSW, weiter im Nordwesten bei der Kote 551 mit 30° gegen SSW gerichtet. Ungefähr dasselbe Streichen ließ sich auch am Wege von Kratovo nach Kumanova bis Han Egrisu messen, außerdem ließ sich auch zwischen Stračin Kula und Han Egrisu das Auftreten zahlreicher in gerader Linie angeordneter Basaltkuppen konstatieren.

Das Tal der Kriva Rjeka scheint in dieser Gegend einem ganz gerade verlaufenden Bruche zu entsprechen.

Alte kristallinische Schiefer, mächtige tertiäre Eruptivgesteine und in dem Becken abgelagerter Flysch scheinen also diesen Teil der Rhodopemasse vorwiegend zu charakterisieren. Vollkommen anders verhält sich nun aber der Aufbau des zu besprechenden nördlichen albanesischen Gebirges.

B. Tournee: Prizren—Jablanica—Karaula Guri zi—Vešal—Brodec Šipkovica—Kalkandele (Ausflug nach Leška, Pršofci)—Grupšin — Husein Šach — Üsküb.

Prizren—Kalkandele.

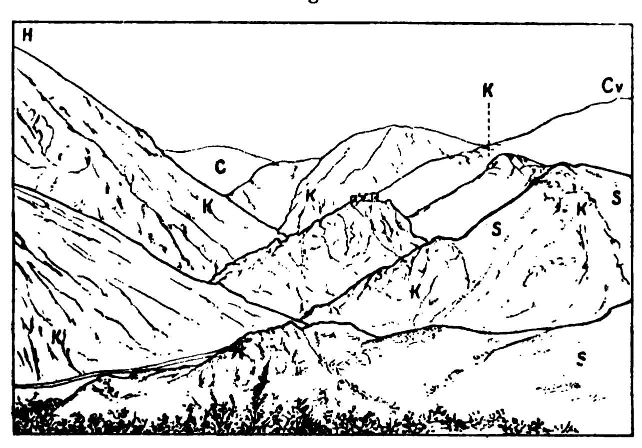
Nachdem ich an einem Tage die Natur des Kalkes, der den Burgberg von Prizren bildet, und die darunterliegenden, hinter dem k. und k. österreichischen Konsulat anstehenden Schiefer untersucht hatte, unternahm ich es am nächsten Tage in Begleitung zweier Zapties den Šar zwischen Prizren und Kalkandele zu überschreiten. Über diese gewiß nicht wenig begangene Route ist trotzdem seit Viquesnels

und Grisebachs Zeiten gar nichts Geologisches publiziert worden und so kann man denn eine Kalkandele, Ljubcten-Spitze und Ferisović verbindende Linie als die Ostgrenze der albanesischen „Terra incognita“ bezeichnen.

Im großen ganzen einen wenn auch nur oberflächlichen Überblick über diese unbekannten Gegenden zu erhalten dies betrachtete als das erste Ziel meiner bisherigen Reisen.

Unmittelbar südöstlich von Prizren steigt der Weg auf, wie sich später zeigte, wohl paläozoischen Schiefern steil gegen die Spitze des Cviljen und der etwas isolierte Burgberg bleibt dabei einige hundert Schritte zur Linken liegen. Die Schiefer bei Prizren lassen sich am ehesten als ziemlich weiche, braune bis gelbbraune, stark gefältelte, dabei seidenglänzende Tonschiefer bezeichnen, wobei allerdings auch schwarze, harte Phyllitschichten und quarzreichere feste Lagen nicht fehlen. Flyschartige Schiefer sind nirgends vorhanden. nur stellenweise sind in ganz untergeordneter Weise graugrüne, fast matte mergelige Tonschichten entwickelt und an einer Stelle ließen sich quarzreiche Konglomerate konstatieren. Allenthalben bei Prizren ließ sich SSW- bis SW-Fallen feststellen und dabei schwankte der Fallwinkel in der Gegend der Zitadelle zwischen 45° und 60°. Etwas südlich der am Cviljen befindlichen Kote 524 wird der Schiefer von zahlreichen Pegmatitadern durchbrochen. In der Nähe der alten Dušan-Feste läßt sich hierauf vom Bistrica-Tale gegen die Cviljen-Spitze ein dreimaliges Alternieren von mächtigem, weiß bis lichtrosenroten, nur bankweise geschichtetem, dichtem Kalkstein mit besagtem Schiefer konstatieren und infolge der verschiedenen Widerstandsfähigkeit gegen

Fig. 1.



Dušan-Feste und Bistrica-Tal.

(Nach einer von Herrn Dr. K. Steinmetz aufgenommenen Photographie.)

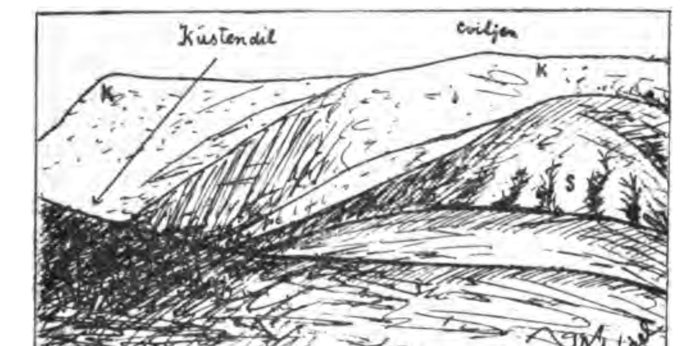
H = Hodžabalkan. — *Cv* = Cviljen. — *T* = Tonschiefer und Phyllite von Prizren. — *K* = Kalkstein. — *C* — Kristallinischer Schiefer.



die Atmosphärilien kommt dieser geologische Unterschied auch in der Topographie insofern ausgezeichnet zur Geltung, als jeder der zirka W—O streichenden Kalkzüge auf den von der Cviljen-Spitze gegen das Bistrica-Tal N—S verlaufenden Bergrücken je eine Rückfallkuppe hervorruft; die Höhe des Cviljen selbst ist gleichfalls aus dem nämlichen Kalksteine gebildet (Fig. 1).

Leider ist die Karte 1 : 200.000 in der nächsten Umgebung Prizrens nicht unbedeutend verzeichnet und so ist es nötig, vor weiteren geologischen Ausführungen vorauszuschicken, daß Jablanica nicht dort liegt, wo es die Karte angibt, sondern dort, wo Lubačeva steht, daß ferner an der Stelle, wo die Karte die Häuser von Küstendil angibt, ein kleiner Weiler zwar vorhanden ist, der Küstendil genannte Ort jedoch südöstlich der Cviljen-Spitze zu liegen kommt (etwa dort, wo Lez bezeichnet ist), daß ferner Lubačeva südwestlich des rektifizierten Küstendil liegt, der Bach jedoch, an dem diese beiden

Fig. 2.



Jablanica-Sattel.

K = Kalk. — *S* = Schiefer.

soeben genannten Ortschaften liegen, nicht in das Plava-Tal fließt, sondern bei Hoča in die Ebene von Prizren mündet. Novoselo und Vrbičane sind beide vom richtiggestellten Jablanica aus sichtbar und liegen nicht östlich Ljubizda, sondern östlich von Prizren auf dem Hodža Balkan beschriebenen Rücken. Der Felskegel von Selce kommt infolge eines südwestlichen Ausläufers ungefähr dorthin zu liegen, wo das „k“ des Wortes Hodža Balkan steht, und auch im Oberlaufe des Bistrica-Tales sind die Gemeinden einigermaßen verzeichnet.

Im folgenden Teile der Wegbeschreibung Prizren Kalkandele sind nunmehr die richtiggestellten Gemeindenamen verwendet. Von Prizren bis Jablanica ließ sich also, wie schon erwähnt, ein mehrfaches, durch Brüche verursachtes Alternieren von Kalk und Schiefer konstatieren und unmittelbar vor Jablanica ließ sich die Auflagerung des Kalkes auf dem Schiefer in ganz unzweideutiger Weise erkennen. Der Weg, der bisher eingeschlagen wurde, führte dabei jedoch nicht



nördlich vom „Küstendil“ der Karte, sondern stark südlich hiervon, so daß er bei Jablanica beinahe die Höhe des Sattels zwischen Jablanica und dem wirklichen Küstendil erreichte. (Fig. 2.) Erst von Jablanica an wurde der auf der Karte angegebene Weg begangen. Bei Jablanica ließ sich ein Aufschluß von grünen, porphyrartigen Gesteinen erkennen, darauf folgte wieder Schiefer mit nordöstlichem Fallen, weiterhin noch einmal lichtrosenroter, stellenweise rot geäderter Kalk; hierauf erschienen zum erstenmal mit 60° nach Nordost fallende kristalline Schiefer, die auf solche Weise den Tonschiefer der Prizrener Gegend unterteufen. Die kristallinen Schiefer sind hier als faserige, holzschieferartige, grüne, stark gefältelte Sericitschiefer entwickelt und sie ließen sich mit gleichem Fallen bis Karaula Guri zi (albanes. „schwarzer Stein“) verfolgen. Die einzigen Unterschiede, die bemerkbar waren, bestanden darin, daß sich das anfangs 60gradige Einfallen gegen Guri zi allmählich verflacht, so daß vor Guri zi nur mehr 20gradiges Einfallen gemessen wurde und daß stellenweise Chloritschiefer mit zahlreichen milchigen Quarzadern erscheinen.

Karaula Guri zi, auf einer Art Hochplateau gelegen, hat seinen Namen von einem südwestlich davon befindlichen, großen, schwärzlichdunkelgrünen, aus granathaltigem Amphibolgneis bestehenden Felsen. Dieser Amphibolgneis, der stellenweise mit Chloritschiefer abwechselt, läßt sich bis in die Gegend der Kote 1690 verfolgen. Hier jedoch lassen sich bereits von der Höhe des Paßüberganges herabgerollte Brocken von stark gewalzten und metamorphosierten Konglomeraten sowie Stücke eines grauen, kristallinen Kalkschiefers erkennen. Eine Weile halten am Untergrund die kristallinen Schiefer noch an, worauf bei der Kammhöhe Kalkschiefer mit phyllitischen Zwischenlagen erscheinen. Am Sattel wurde am Kalkschiefer nordwestliches Fallen (∢ 35°) gemessen.

Bald jenseits der Wasserscheide, also schon im Flußgebiete des Vardar, resp. des Kalkandele-Baches wurde ein schiefriger, dichter, grauer N-fallender Kalkschiefer (∢ 25°) mit quarzreichen Phyllitzwischenlagen (im Tagebuch als Tonglimmerschiefer-Einlagerung verzeichnet) angetroffen. In ungefähr 2000 *m* Meereshöhe treten die Kalke zurück und an ihrer Stelle erscheinen mäßig steil (∢ 30°) nördlich fallende Schiefer und ausgewalzte, grüngefärbte, sericitisierte Konglomerate. Dies dauert am steilen Abstieg gegen Vešal bis in 1800 *m* Meereshöhe an, woselbst im Liegenden der nur mehr mit 15° nach Nord einfallenden grünen Schiefern und Konglomeraten ebensolche, jedoch auch rot und violett gefärbte metamorphe Sedimente erscheinen. Wie ein späterer Gang von Fersović nach Prizren zeigte, sind diese bunten metamorphen Schiefer von den Tonschiefern der Umgebung von Prizren jedenfalls verschieden und sind in deren Liegendem gelegen. Stark gequetscht und gezerrt kann man dieselben Schiefer, jedoch mit mehr holzschieferartigen Habitus bei der Isohypse 1700 wiedersehen, woselbst sie ebenfalls nördliches Fallen zeigen. Nur an einer einzigen Stelle konnte östliches Fallen gemessen werden. Flaches Nordfallen zeigen auch die gleichen, rot, violett und grün gefärbten Schichten beim Dorfe Vešal (Fig. 3).

Knapp vor Brodec stellen sich im Liegenden dieses bis hierher



bunten Komplexes neuerdings vorwiegend grüne Schiefer ein, welche mächtige Lagen von gut geschichteten Kalkbänken enthalten und dabei beinahe horizontale Lage zeigen; es läßt sich unschwer feststellen, daß die kalkreichsten Lagen das Liegende bilden und offenbar den Kalklagern der Sattelhöhe entsprechen. Bei Brodec selbst trifft man unter diesen vom Kobilica-Rücken bis hierher verquerten, alten, metamorphen Sedimenten grüne, sericitische Schiefer. Zirka 1 *km* südöstlich der Kote 981 kann man an Kalklagen enthaltendem Chloritschiefer flaches SSW-Fallen, weiter im Südosten bei der Isohypse 700 SW-Fallen erkennen. Bei Šipkovica soll, wie mir später in Kalkandele mitgeteilt wurde, eine Thermalquelle entspringen.

An den kristallinen Schiefern der bei Kote 705 gelegenen Teke ließ sich mäßig steiles, südliches Fallen (∢ 60°), bei der Kote 578 zwischen dieser Teke (mohamedanisches Kloster) und der Stadt

Fig. 3.



Vešal am Šar.

Kalkandele steiles ONO-Fallen (∢ 80—90°) erkennen. Hier kann nirgends mehr Zweifel herrschen, daß wir es von Brodec an mit jüngeren kristallinen Schiefern zu tun haben. (Ich befolge hierbei die Methode, die kristallinen Schiefer in zwei Gruppen zu teilen und hiervon die noch ohne weiteres als metamorphe Sedimente erkennbaren Bildungen zu trennen.)

Zusammenfassend zeigt also dieser Šarübergang, daß im Gebiete der Tonschiefer von Prizren bis gegen Guri zi ausgesprochen nordöstliches Fallen vorherrscht und weiterhin metamorphe Sedimente eine zirka Ost—West streichende Synklinale bilden.

Unter dem Lichte dieser neuen vom geologischen Gesichtspunkte aus durchgeführten Šarüberquerung gewinnen Boués, Grisebachs und Viquesnels Notizen der Kobilica-Besteigung wesentlich an Bedeutung.

Boué erwähnt:

Zwischen Kalkandele und Vejice weißen, kristallinen Kalk, Chlorit und eisenhaltige Schiefer. Bei Prizren hingegen auf grauen, zum Teil jedoch auch roten Tonschiefern gelagerte Kalke und Breccien. Bei der Kobilica findet Protogin Erwähnung.

Nach des Botanikers Grisebach Angaben wäre zwischen Vejice und Kalkandele Glimmerschiefer anzutreffen, auf der Kobilica hingegen Kalk, der laut pag. 300 seiner Arbeit mit dem Kalke der Ljubeten-Spitze identisch zu sein scheint und gegen unten mit Schiefermassen in Wechsellagerung steht. Stellenweise wird er nesterförmig von Schiefer umschlossen. Die meisten Angaben über die Zusammensetzung der Kobilica hat Viquesnel gegeben und der von ihm zurückgelegte Weg von Kalkandele über Selce Vejice zur Kobilica-Spitze bildet ein Parallelprofil zu dem von mir zuvor gegebenen Querschnitt. Unsere Beobachtungen lassen sich auch dementsprechend recht gut in Übereinstimmung bringen. — Unter Kalkandele erwähnt Viquesnel grüne Talkschiefer mit Quarzitschiefer, bei Selce mit Einlagerungen von rauchgrauem Kalk. Gemessen wurde daselbst östliches Fallen. Zwischen Selce und Vejice (1 Stunde, also zirka 3 *km* Luftlinie nördlich dieses Ortes) ist wieder Talkschiefer anstehend; bei Vejice fand er rauchgraue Kalkschiefer, die von bunten Schiefern mit N—S, resp. NW—SO-Streichen überlagert werden. Nördlich Vejice herrscht NW—SO-Streichen vor, noch weiter gegen die Kobilica-Spitze findet Viquesnel talkigen Gneis und am Gipfel selbst blauschwarzen, stellenweise sehr quarzreichen Kalk, an dem NO-Fallen gemessen wurde. Die Schichtfolge: junge kristalline Schiefer, metamorphe, auf Kalkschiefer lagernde Sedimente, ältere? kristalline Schiefer, läßt sich unschwer wiedererkennen, nur vom Kobilicakalk ist es fraglich, ob es statthaft ist, ihn mit den von mir auf der Prizren—Kalkandele-Wasserscheide angetroffenen Kalken zu identifizieren. Eine Abweichung zeigt auch das Streichen, denn auf meinem Šarübergange herrschte in Übereinstimmung mit Cvijić seiner Annahme einer dinarisch-albanesischen Scharung OW-Streichen vor, während Viquesnel wie ich zum Teil bei Prizren, N—S bis NW—SO Streichen konstatierte. Es ist demnach nicht unmöglich, anzunehmen, daß die Šarska rjeka wie so viele Quertäler auf Grund einer tektonischen Linie entstanden ist. Die Angabe, daß bei Šipkovica eine von mir allerdings nicht besuchte Therme existieren soll, würde ebenfalls eher für als gegen diese Hypothese sprechen.

Kalkandele—Pršovci.

Um den Südostabhang des Šar wenigstens provisorisch kennen zu lernen, wurde von Kalkandele aus ein Ritt nach Leška und von da nach Pršovci (der Name Prifca scheint gebräuchlicher zu sein) unternommen.

Auch auf der Strecke Kalkandele—Pršovci läßt die Generalkarte 1:200.000 einiges zu wünschen übrig. Poroj ist nicht am Steilabhange der Šarvorberge, sondern $1^1/_2$ *km* weiter OSO am Rande des daselbst eingezeichneten Baches gelegen. Das Kloster von Leška (in einer



dieses Kloster beschreibenden, 1900 erschienenen Broschüre wird der Ort Lešak genannt) liegt nicht am NO-, sondern am SW-Ufer des daselbst fließenden Baches, statt Timač hörte ich ausschließlich die Bezeichnung Tearza. Außer diesen Kleinigkeiten stört aber beim Gebrauche der Karte hauptsächlich der Umstand, daß die auf der Karte südlich einer Kalkandele — Neraštin — Leška — Tearza verbindenden Linie eingezeichneten, gegen den Vardar streichenden, laut Karte bis zu 300 *m* hohen Nebenrücken des Šar vollkommen fehlen. Der Šar bricht längs der bereits angegebenen Linie steil gegen die Tetovo-Ebene ab und die kleinen, zwischen den einzelnen erwähnten Gemeinden befindlichen Unebenheiten werden bloß durch gewaltige, aber sehr flache Schuttkegel gebildet. Auf diese Weise gewinnt der SO-Fuß des Šar bis Pršovci einen völlig anderen Charakter und der große Bruch, der die Tetovo-Ebene gegen Nordwesten begrenzt, tritt viel markanter zum Vorschein. Gleich hier sei hinzugefügt, daß längs dieses Bruchrandes mehrere, wohl juvenile Mineralwasser dem Erdinnern entquellen. Solche konnte ich in Leška und zwischen Slatina und Tearza (Timać) konstatieren.

Die Schuttkegel, die am Fahrwege zwischen Kalkandele und Leška überschritten werden, bestehen fast ausschließlich aus kristallinen Schiefern (Chloritschiefer und Amphibolgneis), Quarzgeröllen und Spuren von grauem Kalk. Bei Leška wurde zirka $1/2$ *km* nordwestlich des Klosters hinter einer kleinen, aus Aragonitsinter bestehenden Kuppe, bei der dortigen Ruine an den kristallinen Schiefern SO-Fallen mit 25° gemessen. Grasgrüne Chlorite, Sericitschiefer, Quarzschiefer und Phyllite bilden hier längs des vom Klosterbach aufwärts und über den Šar nach Prizren führenden Saumweges gewaltige Felsen.

Die Sinterkuppe von Leška, ein Produkt der dortigen Mineralquelle, ist genau am Abbruche der Phyllite gegen das Tetovobecken den kristallinen Schiefern aufgesetzt und selbst durch treppenförmige Abbrüche einigermaßen disloziert worden. An der Basis der zirka 50 *m* hohen Sinterkuppe ließ sich eine polygene, grobe, durch Quellsinter verkittete Breccie konstatieren. Die außerhalb und unterhalb des Klosters aus einer Stufe des Sinters hervortretende Mineralquelle zeigt nur wenig Kohlensäure und wird nur in höchst primitiver Weise verwendet. Seit Grisebachs Zeiten scheint die jetzt nur schwache Quelle eine ziemliche Veränderung erlitten zu haben, denn dieser beschreibt bei Leška einen in einem Bassin gefaßten gasreichen Sprudel, ferner zwei kohlensäurehältige Quellen, die 85° *F* und 89° *F* zeigten. Außerdem waren damals an mehreren Orten Kohlensäureexhalationen (!) zu erkennen.

Von allem war anläßlich meines dortigen Besuches nichts mehr zu erkennen. Hingegen gelang es mir, zwischen Slatina und Tearca auf einem flachen, aber weitausgedehnten Sinterhügel eine zweite viel ergiebigere, jedoch derzeit nicht verwendete Mineralquelle zu konstatieren, die im Gegensatze zur Leška-Quelle — wo ich derzeit keine Sinterbildung erblickte — noch immer reichlich Kalksinter ablagert.

Zwischen Pršovci—Tearca führt ein großes wasserreiches Tal auf den Rücken des Šar und an der linken Tallehne befindet sich ein scheinbar vielbegangener Saumweg, auf dem man, wie mir Albanesen



versicherten, „über Bistric, Lalja nach Vjeska und von da nach Prizren" gelangen könne. Bei seiner Mündung wird dieses Tal von einer derzeit wenigstens 30 *m* über der Talsohle liegenden Geröllablagerung begleitet, die aus kopfgroßen, nicht besonders stark abgerollten Blöcken besteht, unter denen ich zu meiner großen Überraschung Protoginblöcke entdeckte. — Dasselbe Gestein konnte ich später auch in den Alluvien dieses Pršovci-Baches konstatieren.

Bisher ist, abgesehen von Viquesnels Angabe in neuerer Zeit Protogin in dem Šar noch nirgends anstehend gefunden worden und nur Boué erwähnt solchen aus dem oberen Teile des Lepenac-Tales. Bei aller Ungenauigkeit der in Anbetracht der Umstände dennoch fast ans Wunderbare grenzenden Generalkarte 1 : 200.000 kann man sich auf einen bloßen Blick nun davon überzeugen, daß der Pršovci-Bach und die südlichen Nebenbäche des Lepenac am Šar aus ungefähr derselben Gegend entspringen, und da gewinnen denn diese Notiz Boués und meine Konstatierung der Granititgerölle bei Pršovci insofern an Bedeutung, als beide auf dieselbe Ursprungsstelle weisen und wir daher mit größter Wahrscheinlichkeit auf die Existenz einer ausgedehnten Protoginintrusion in der Mitte der Šarkette schließen dürfen.

Bei Pršovci selbst sind so wie bei Leška Chloritschiefer und Quarzitschiefer anstehend, an denen jedoch konstant NO-Fallen (∢ 30°) gemessen werden konnte. Zeitmangel hinderte mich, den Ursprung des Zentralgneises zu suchen, jedoch dürfte die Existenz des bereits erwähnten Saumweges dieses Vorhaben ganz bedeutend erleichtern.

Am Rückwege von Pršovci nach Kalkandele interessierte mich hauptsächlich der Umstand, daß sich auch in diesem Teile des Tetovo nirgends jungtertiäre Ablagerungen antreffen [1]) lassen, denn für die bereits erwähnten, derzeit relativ zirka 50 *m* hohen Schuttkegel am Abhange des Šar läßt sich unter der Voraussetzung, daß die Schotterterrasse von Pršovci ins Diluvium zu versetzen ist, trotz ihrer Größe kein höheres, ja nicht einmal diluviales Alter annehmen; denn wie rapid noch heutzutage die Anschüttung im Bereiche dieser Schuttkegel vor sich geht, läßt sich am besten aus Grisebachs Notiz entnehmen, der zufolge diese Wildbäche auch heutzutage noch ganze Dörfer verwüsten. Die erwähnten Tatsachen, nämlich den Steilabfall der Pršovci-Terrasse, die rapide Bildung der Schuttkegel und den Mangel an Tertiärhügeln, zusammenstellend, müssen wir den Einbruch des Tetovo-Beckens ans Ende des Diluviums verlegen. Das treppenförmige Absinken des Leškasinters (Sprunghöhe bei einer Stufe wenigstens 10 *m*) sowie andere später zu erwähnende Anzeichen zeigen ferner, daß diese Bewegung auch heute noch anhält und vielleicht ist die Veränderung der Leška-Quelle auch durch solche Vorgänge zu erklären.

Kalkandele — Üsküb.

Über eine ausschließlich mit Alluvien bedeckte Ebene führt der straßenartige Weg zu einer prächtigen, den Vardar in mehreren

[1]) Dieser Mangel ist bereits Oestreich aufgefallen.



Bogen überspannenden steinernen Brücke. Jenseits dieses Objekts kann man am Fuße steiler, unmittelbar aus der Ebene aufsteigender Kalkhügel die Ortschaft Zelina erblicken. Bald darauf führt der Weg, mächtig ansteigend, über einen zirka 520 *m* hohen talartigen Sattel. Die Höhen beiderseits werden von Kalkstein gebildet und zur Linken sieht man (gegen das unsichtbare Siricino) eine flache Terrasse, die, wie es sich später zeigte, gerade bis zur Höhe des Sattels emporsteigt. Die Sattelhöhe selbst zwischen der Vardar-Brücke und Han Grupšin wird vom höchsten Punkte bis zirka zur Isohypse 500 von fast horizontal liegenden Bänken einer festverkitteten Kalkbreccie gebildet. Leider konnte ich trotz eifrigen Suchens keine anderen Bestandteile als Kalkbrocken entdecken; allerdings sind auch keine tiefergehenden Entblößungen vorhanden.

Jenseits der Wasserscheide Vardar—Grupšin, dort, wo sich die vom Kaldirim bogaz und von Dobrica herabfließenden Bächlein vereinen, ist eine kleine sanft geböschte Terrasse in 500 und einige Meter zu erkennen und diese kleine Terrassenspur ließ sich ostwärts mit immer größerer Deutlichkeit bis zu der von Oestreich bei Arnautköj—Semenište erwähnten Terrasse verfolgen, die nach Oestreich in zirka 400 *m* Meereshöhe liegen würde.

Die Breccien des Kaldirim bogaz mit den Terrassenbildungen zusammenstellend, halte ich Oestreichs Annahme, daß der Vardar vor geologisch nicht langer Zeit über Grupšin nach Üsküb floß, für höchst plausibel und die mir in Üsküb gemachte Angabe, daß der nach Raduša führende Weg beim Vadar-Knie fortwährend weggeschwemmt werde, zeigt vielleicht an, daß auch jetzt noch beim Vardar-Knie vorwiegend Faktoren der Erosion, nicht aber der Anschüttung wirken. Daß diese Laufverlegung des Vardars offenbar mit dem Einbruche des Tetovo zusammenhängt, ist evident und es wäre höchstens noch wünschenswert, die Höhe der allerdings schon stark mitgenommenen Schotterablagerung bei Pršovci fixieren zu können.

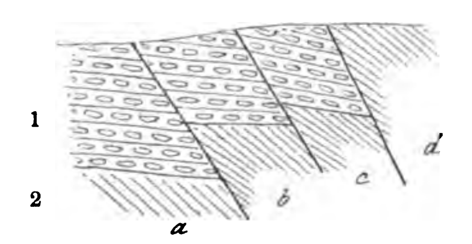
Zum Ausgangspunkte dieser Abschweifung über die Geschichte des Vardars, nämlich zur Beschreibung des Weges zwischen Kalkandele und Üsküb zurückkehrend, ließen sich knapp vor Han Grupšin unter dem Kalke die gleichen chloritischen Schiefer wie westlich Kalkandele, jedoch mit mäßig steilem nördlichen Fallen (∢ 45—60°) konstatieren. Man kann hier Phyllit und grasgrüne Chloritschiefer mit Kalkeinlagerungen konstatieren und dasselbe Gestein bildet, nebenbei bemerkt, einen Teil des Karšjak südlich von Üsküb [1]). Östlich Han Grupšin wird dieses Gestein von den bereits zuvor erwähnten bankartig geschichteten, fast horizontalen Kalkbreccien überlagert, so daß die Breccien hier zur Linken eine Terrassenbildung bewirken.

Nördlich dieser Terrasse erheben sich die Kalkberge des Zeden. Nach einer mündlichen Mitteilung von Professor Cvijić sollen am Nordabhange des Zeden Rudisten gefunden worden sein und demnach würden Kreidekalke an der Zusammensetzung dieses Berges nicht unwesentlichen Anteil nehmen. Bei Grupšin ließen sich im Liegenden

[1]) Eine Untersuchung dieses Teiles ergab nebenbei, daß wir an diesem Berge außer den kristallinen Kalken auch jüngere Kalke auszuscheiden haben.

kristalline Schiefer, darauf eine innige Vermengung von Chloritschiefer und kristallinem Kalk konstatieren (*Cipollino*), worauf gegen oben mächtige reine Kalkberge folgten. Auf diese Weise läßt sich denn schon jetzt voraussagen, daß zukünftig hier arbeitende Geologen höchst wahrscheinlich die schwierige Arbeit erwartet, kristalline Kalke und Kreidekalke zu trennen. Westlich Rogle verengt sich das bisher im Schiefergebiete weich modellierte Tal und die Kalkmassen des Zeden greifen eine Strecke weit auch südlich über die Straße hinüber. Hier läßt sich die Natur des festen, weißen, groben, zuckerkörnigen, durch Cleavage in parallelepipedische Stücke und Rhomboeder aufgelösten Kalkes gut studieren, auch läßt sich seine Auflagerung auf den kristallinen Schiefern leicht konstatieren. Ob Kreidekalk, Triaskalk oder kristalliner Kalk vorliegt, wage ich nicht zu entscheiden. Nach dem Kalkdefilee, in das sich Bach und Straße bei der Mühle unweit Rogle hineinzwängen, folgt ein kleiner, durch einen Bruch bewirkter Aufschluß von nordostfallenden kristallinen Schiefern, hierauf wieder Kalk.

Fig. 4.



Diluvium bei Bojani Han.

1 Diluvium. — 2 Tertiär.

Bei Bojani Han (der bei dem laut Karte „Kopanica“ genannten Weiler liegende Straßenhan führt diesen Namen) folgen von tertiären Sanden und Tegeln überlagerte jüngere kristalline Schiefer. Die Stelle bietet einiges Interesse, weshalb ich sie eingehender beschreibe.

Das Liegende bilden grüne, glänzende, quarzreiche, sericitische Schiefer, worauf ein mit 45–60° gegen NO fallendes, fast ausschließlich aus Kalkgeröllen zusammengesetztes Konglomerat folgt, auf das sich gelbe Sandsteine und Tegel lagern. Auch diese fallen mit 45—60° gegen NO. Bedeckt werden kristalline Schiefer, das Kalkgrundkonglomerat und die Sandsteine von einer diskordant auflagernden Geröllschichte, die hier die Decke einer Terrasse bildet. Ich halte dies für diluviale Gerölle. Knapp vor Bojani Han, woselbst man sich schon mehr auf tertiärem Untergrunde befindet, kann man an der Straßenböschung zur Linken wahrnehmen, daß die Tertiärbildungen steiler stehen (∢ 60°), sich auch die Unterlage, auf der das Diluviale abgesetzt wurde, sowie die Schichten im Schotter selbst nicht unbedeutend gegen ONO neigen, und gleich darauf trifft man auf drei Pliocän und Diluvium durchsetzende, staffelförmig angeordnete Brüche

(Fig. 4). An einer der so entstandenen Schollen (jede einige Schritte lang) kann man im diluvialen Schotter einen Fallwinkel von 25° bis 30° konstatieren.

Wegen des Emporragens der als „d" bezeichneten Scholle läßt sich ferner diese Erscheinung am Rande der Tertiärmulde von Üsküb nicht eben als treppenförmiges Nacksacken des Jungtertiärs bezeichnen. Von hier an bis nach Husein Šah führt der im Winter elende Weg fortwährend über junges Tertiär; rechts wird als höchste Terrasse jene von Semenište-Arnautköj sichtbar, darunter lassen sich jedoch bei Bukovic in einer relativen Höhe von zirka 10 und 15 *m* Spuren zweier weiterer, allerdings infolge des weichen Basismaterials schon stark erodierter Terrassen erkennen. Die tiefste scheint hiebei jener Terrasse zu entsprechen, über die man 1 *km* westlich von Husein Šah zu diesem Orte hinabsteigt. Bei Semenište wurde in aussichtsloser Weise auf Kohle gegraben. Von Husein Šah bis vor die Zitadelle von Üsküb lassen sich nur alluviale Bildungen erkennen und erst vor der Üsküber Zitadelle tritt als Hügellandschaft das von Žujovic beschriebene Jungtertiär zutage.

Wieweit die Kalke des Zeden mit den von Oestreich aus der Treska-Schlucht beschriebenen Kalken zusammenhängen, ließ sich auf diese Weise bis heute noch nicht erkennen; wohl ließ sich aber im Gegensatze zu Cvijić' und Oestreichs geologischen Karten feststellen, daß zwischen dem Kaldirim bogaz und dem nordwärts fließenden Teile des Vardar im Tetovo kristalline Schiefer vollkommen fehlen und die Kalke bis an den Vardar treten.

C. Tourne: Ferizović—Štimlja—Crnoljeva—Dulje—Suharjeka, Ljutoglava—Prizren—Grekovce—Djelograjca?—Savrova?—Budakova—Dl. Neredinje—Ferizović.

Ferizović—Crnoljeva—Prizren.

Von Ferizović führt die Chaussee zuerst längs des Bahngeleises in Alluvien, steigt darauf in niederes schotterbedecktes Hügelland und führt so bald auf Alluvien, bald auf diluvialem Schotter nordwestwärts bis jenseits des Ortes Košare. Hier wendet sie sich fast gerade gegen Osten und bald darauf sind an einem Einschnitte zur Linken kristalline Schiefer zu erkennen. In meinem Tagebuche finde ich „chloritschieferartige kristalline Schiefer" verzeichnet. Leider konnte wegen stark vorgeschrittener Auflösung des Schichtverbandes kein Fallwinkel abgelesen werden. Dies war erst knapp vor Štimlja möglich, woselbst ich „quarzreiche, lichte, chloritische Schiefer und Glimmerschiefer, die mit 80° gegen WSW fallen", notierte. „Knapp am Osteingange ist den Schiefern ein mächtiges Lager von grauem geschieferten Kalk auf-, respektive eingelagert, das gleiches Fallen aufweist." Jenseits Štimlja bewegt man sich auf einer aus wallnußgroßen Geröllstücken bestehenden Schotterdecke, die eine Tegelschichte überlagert. Bei Belinac trifft man wieder auf mit 45° gegen NO fallende kristalline Schiefer und weiterhin lassen sich in diesen zum Teil an Amphibolgneis erinnernden Gesteinen mächtige, selbst von Brüchen durchsetzte Pegmatitadern erkennen.



Vor dem Orte Crnoljeva erscheint zuerst nach NO, dann nach SW fallend weißer Kalk, der anfänglich mit Glimmerschiefer wechsellagert, später unter Annahme einer grauen Färbung in Kalkschiefer übergeht. Im Hangenden konnten im grauen Kalke polygene Geröll-einschlüsse angetroffen werden, die bald eine allerdings nicht sehr mächtige Konglomeratbank bilden. Hier lassen sich nun auch zum erstenmal dunkelgraue Kalktonschiefer und Tonschiefer nachweisen und bald darauf folgt bis zum Crnoljeva Han (auf der Generalkarte 1 : 200 000 als Klisurska Han bezeichnet) Serpentin. Bald jenseits dieses Hans beginnt wieder der tonige, dunkelgraue Kalkschiefer, in dem sich stellenweise kalkärmere Tonschieferlagen entwickeln. Im Tagebuche habe ich „Kalkschiefer, Kalkton und Tonschiefer, licht bis dunkelgrau“, verzeichnet. Zuerst wurde südwestliches, darauf NO-Fallen gemessen und in monotoner Einförmigkeit hält dieses Fallen an bis zirka 2 *km* vor den Čafa Duljit (Sattel von Dulje; Duljit = Genitiv von Dulje). Lokal kann man nordwestliches Fallen konstatieren, was sich zirka 1 *km* vor der Wasserscheide noch einmal wiederholt, sonst ist bis zur Sattelhöhe überall ONO- bis NO-Fallen zu konstatieren. Vor der Paßhöhe erscheinen nun schnell zweimal hintereinander mit den Tonschiefern gleichsinnig einfallende kristalline Schiefer, die hier wohl längs Staffelbrüchen an die Oberfläche treten; bald darauf läßt sich eine Konglomeratbank erkennen, worauf sich bald der Talgrund ansehnlich erweitert und bald die Höhe des Passes erreicht wird.

Aus weichen Tonschiefern aufgebaut, zeigt der breite Paß sanfte, gerundete Formen. Hier scheint sich der geologische Bau insofern zu ändern, als etwas sandige braune, stellenweise von Kalkspatadern durchzogene flyschartige Gesteine erscheinen. Sie sind hier ziemlich flach gelagert und scheinen bald gegen Südosten, bald gegen Nordosten zu fallen. Einen Augenblick zögerte ich, sie, da sie viel weniger gepreßt zu sein scheinen als die bisher beobachteten stets härteren Tonschiefer, mit diesen zu identifizieren und vielleicht werden spätere Forschungen die Richtigkeit dieses Zögerns beweisen; da ich aber gleich jenseits des Passes in ihnen ebenfalls feine und gröbere Konglomerate mit lokal westnordwestlichem Fallen antraf, glaube ich dennoch beide Bildungen identifizieren zu können. Es sei hier nebenbei auf Tietzes Angabe verwiesen, derzufolge es in Montenegro oft schwer wird, Werfener Schiefer und Eocänflysch zu unterscheiden.

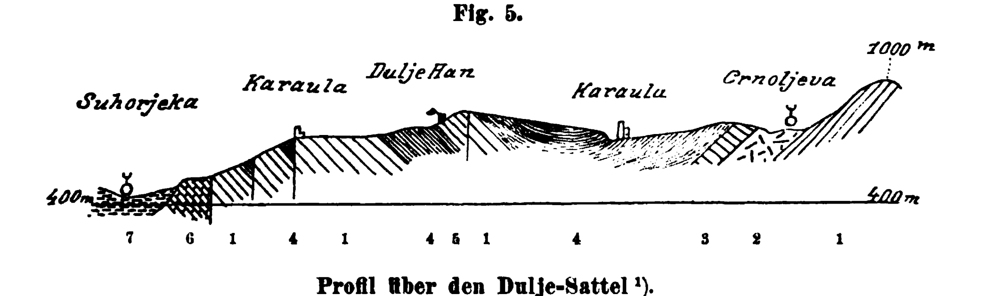
Jenseits Dulje Han, woselbst noch immer diese flyschartigen Gesteine anstehen, die hier allerdings schon wieder ganz den Habitus der Kalktone von Crnoljeva erlangten, trifft man wieder auf kristalline Schiefer. Bald sind es rötliche, bald lichtgelbe, zahlreiche Quarzknauern enthaltende sericitische und chloritische Schiefer, die stellenweise stengeliges holzschieferartiges Zerfallen zeigen. Allenthalben wurde an ihnen NO-Fallen und NW—SO-Streichen gemessen. Bei der Kote 702 der Generalkarte steht ein Wachtturm und dieser bezeichnet ungefähr den Punkt, bis wohin die kristallinen Schiefer reichen, da jenseits wieder tonschieferartige Nordost fallende Gesteine erscheinen, die so wie die zuvor beschriebenen Schiefer von Čafa Duljit stellenweise vollkommen den aus der Umgebung von Prizren bekannten Schiefern gleichen.



Zirka 1 *km* (Luftlinie) südlich der Karaula Kote 702 erscheinen noch einmal Chloritschiefer mit gleichem nordöstlichen Fallen und dort, wo der Weg laut Karte die Isohypse 700 schneidet, erscheinen plötzlich dichte weiße, graue bis rosenrote Kalke, die zahlreiche weiß bis rosenrot gefärbte, durchscheinende Quarzeinlagerungen enthalten und steil gestellt nordsüdliches Streichen zeigen. Sie scheinen nur das Südende eines größeren Kalkvorkommens darzustellen, das die Höhen nördlich von Zaplučane und Samodraža bildet.

Tiefer unten bezeichnet die Isohypse 600 den oberen Rand einer aus Tegel gebildeten und mit jüngerem groben Schotter bedeckten Terrasse, in der die Tegel wahrscheinlich jungtertiäres Alter haben. Dies ist geologisch als der Rand der Prizren—Ipeker Niederung zu bezeichnen. Durch eine tiefe Wasserrinne gut aufgeschlossen, lassen sich diese tertiären Ablagerungen bis vor Suharjeka verfolgen. (Vgl. Fig. 5.) Hier lagern alluviale und diluviale Schotter und die jungtertiären Bildungen kann man erst südlich dieses Ortes am Wegeinschnitte auf der zwischen den Bächen von Suharjeka und Lešana

Fig. 5.



Profil über den Dulje-Sattel[1]).

1 Kristalliner Schiefer. — 2 Serpentin. — 3 Kalk. — 4 Paläozoischer Schiefer. — 5 Flyschartiger Schiefer. — 6 Kreide. — 7 Tertiär.

gelegenen Terrasse wieder erkennen. Hier trifft man neben Tegeln auch feine gelbe, sanft geneigte Sande.

Jenseits des Sopinabaches bis Prizren sind nur rezente und subrezente Bildungen zu konstatieren.

Über die Tournee Ferizović - Suharjeka—Prizren sind von Boué einige Angaben gemacht worden. Nach diesem Autor wäre bei Suharjeka jungtertiärer Tegel zu konstatieren, während östlich Suharjeka an den Tonsandsteinen und tonigkalkigen Schiefern, die von Dulje und der Crnoljeva-Quelle gegen Dresnik ziehen, NW-Fallen zu konstatieren wäre. Aus zuvor Gesagtem geht deutlich genug hervor, wie weit sich Boués und meine Angaben gegenseitig decken.

Ein dem Profil Stimlja—Suharjeka vollkommen entsprechendes Parallelprofil von Priština nach Dečan wurde ebenfalls von Boué erwähnt, von Viquesnel gezeichnet und ausführlicher beschrieben.

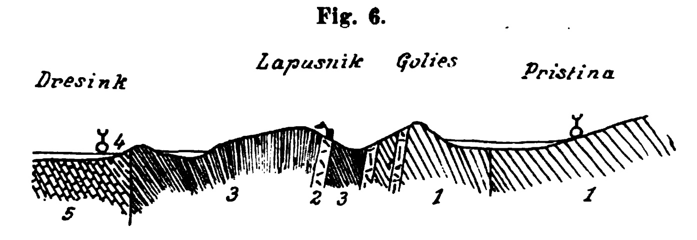
---

[1]) Dulje Han liegt nicht, wie es die Zeichnung irrtümlicherweise angibt, auf kristallinen Schiefern, sondern auf flyschartigen Schiefern.

Zwischen Dresnik, Iglareva und Mljadan (Mlečan?) steht nach Boué kompakter weißer und grauer Kalk an, in dem sich Hippuriten und Nummuliten finden. Viquesnel präzisiert diese Angabe insofern, als er anführt, daß man von Dresnik gegen Osten schreitend „zuerst rudistenführende, später nummulitenhältige Kalke antrifft, die beide gegen SO fallen". Überlagert werden diese Bildungen bei Dresnik selbst und dann wieder dort, wo die 1:200.000 Karte jetzt das Kloster Djević angibt, von jungtertiären Tegeln. Nach Cvijić befindet sich Dresnik, wo Thermen auftreten, an einem Bruchrande. Bei Kijevo (Kijeva) ist nach Viquesnel ein Süßwasserdepot zu konstatieren. Von Kijevo gegen Priština trifft man nach Boué die schon erwähnten Tonsandsteine, die nach Dulje reichen, hierauf bei Lapušnik Tonschiefer und Quarzkonglomerate, darauf halbkristalline Kalke und endlich Serpentin. Weiterhin läßt sich östlich Priština Quarzitschiefer konstatieren.

Auch dieser Wegabschnitt ist von Viquesnel eingehender beschrieben worden, indem er östlich Kijevo sandige, mit Sandstein und tonigen, rot und grau gefärbten Kalkschiefern wechsellagernde

Fig. 6.



Viquesnels Profil über den Lapusnik-Sattel.

1 Kristalline Schiefer. — 2 Serpentin. — 3 Palaeozoicum. — 4 Nummulitenkalk. — 5 Rudistenkalk.

Schiefer anführt. Der offenbar sehr gut brechende Kalkschiefer wird stellenweise zur Dachbedeckung verwendet. Die rote und graue Färbung der Tonschiefer wird von Boué auch aus der Crnoljeva-Gegend angeführt; leider ist mir auf meiner dreimaligen Überquerung des Dulje-Passes diese Eigentümlichkeit entgangen.

Die Hippuriten- und Nummulitenkalke von Dresnik könnten, meint Viquesnel, vielleicht unter diese N—S streichende und ostfallende Kalkton- und Tonschiefermasse fallen. Allerdings gelang es ihm nirgends, dies zu konstatieren. Jenseits der Wasserscheide der Obilje Planina erwähnt Viquesnel polygene Konglomerate, die, wie er hinzufügt, an die zwischen dem oberen und unteren Kalkniveau von Dečan eingeschalteten Konglomerate erinnern; beide zeigen puddingsteinartigen Charakter. Bei Lapušnik Han ist Serpentin zu konstatieren; später lassen sich noch einmal quarzhaltige Tonschiefer, dann rote und braune eisenhaltige Sandsteine, dann neuerdings Tonschiefer, weiterhin gelber semikristalliner Kalk, darunter körniger, von bläulichen Adern durchzogener weißer Kalk, in dessen Hangendem quarzreiche Schiefer, weiterhin noch immer ostfallende quarzreiche Glimmer-

schiefer konstatieren, die den Rücken seiner Goljeskette (auf der Generalkarte 1:200.000 Ribarska Planina bezeichnet) bilden. Östlich Priština läßt sich, wie Viquesnel sagt, „zur Goljeskette gehörender" ostfallender Talkschiefer und Quarzitschiefer und von Lapušnik Han gegen Priština angeblich ein Zunehmen der Kristallinität der aufgeschlossenen Schiefer konstatieren. Zum Vergleiche mit Fig. 5 ist eine Modifikation des Viquesnelschen Profils in Fig. 6 wiedergegeben worden. Die Übereinstimmung des Boué-Viquesnelschen Profils mit dem Übergange bei Ćafa Duljit läßt sich ohne Mühe feststellen. Die einzigen Unterschiede der beiden Profile, die von Ost nach West im wesentlichen kristalline Schiefer, Kalk, Serpentin, Tonschiefer, darauf am Westende gegen die ältere Bildungen einfallende Kalke aufweisen, bestehen darin, daß im nördlichen Profil der Zug kristalliner Schiefer, der bei Kote 702 nachgewiesen werden konnte, nicht mehr vorkommt und daß die im Boué-Viquesnelschen Profil Nord—Süd streichenden Tonschiefer bei Dulje—Crnoljeva gegen Südosten schwenken.

Das folgende Profil Ferizović—Budakova—Prizren zeigt dieses Umschwenken in noch ausgesprochenerer Weise. Cvijić hat auf seiner Karte die in diesen Profilen verquerten Schichten als Kreideflysch bezeichnet, das folgende Profil zeigt aber, daß wir es hier wohl mit älteren Bildungen zu tun haben.

Ferizović—Budakova—Prizren.

Über diese Gegend ist bisher überhaupt noch nie etwas Geologisches publiziert worden und die einzigen Angaben, die ich darüber, abgesehen von meinen Beobachtungen, erhalten konnte, war eine mündliche Mitteilung von Professor Cvijić, daß er, von Gotovuša im oberen Lepenac-Tale gegen Ferizović schreitend, zuerst Flysch mit Serpentin, hierauf kristalline Schiefer angetroffen habe. An das naturhistorische Museum in Belgrad ist ferner ein Stück Serpentin mit der Ortsbezeichnung Nerodinje eingesendet worden.

Nach Durchwatung des bei der berühmten Bifurkation der Nerodimka befindlichen Sumpfes, westlich Ferizović, werden zu beiden Seiten dieses Baches, am Abhange sanfter Hügel, Weiler sichtbar, von denen der südlich gelegene mir als Valateker bezeichnet wurde. Er liegt etwas über $1^1/_2$ *km* südlich des entlang der Nerodimka führenden Fährweges. Weiterhin erreicht man das, nicht, wie auf der Karte angegeben, abseits, sondern unmittelbar am Nerodimka-Bach gelegene Dorf Dl. Neredinja. Als Ausgangspunkt für den nach Jezerce und Budakova führenden Weg ist es von einiger Bedeutung und dementsprechend ist sogar ein kleiner Krämerladen vorhanden. Im Dorfe wurden große Platten eines lichtgraugrünen bis rötlichen Flyschgesteines getroffen. Sie zeigten vorwiegend mergeligen Charakter und dürften wahrscheinlich die Fortsetzung jenes „Flysch"-Vorkommens bilden, das Cvijić in der Gotovuša-Gegend antraf. Hingegen scheinen auf dem Wege Ferizović—Stimlja diese Flyschgesteine bereits zu fehlen.

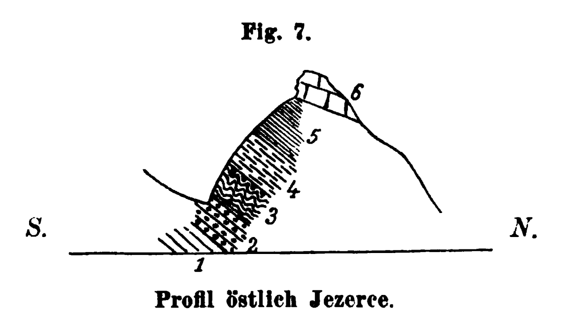
Hinter einer talaufwärts von Dl. Neredinja befindlichen Mühle, zirka 1 *km* westlich des Ortes, hört der Flysch auf und man kann statt dessen dunkle Tonschiefer und schwärzlichgraue Kalkschiefer



von muscheligem Bruche erkennen, die mit NNW fallen; der Fallwinkel beträgt ungefähr 45°. Der Weg wendet sich hierauf etwas gegen WSW, wodurch man im Liegenden dieser Tonschiefer, die zum Teil an die Crnoljevaschiefer erinnern, dünne, geschieferte, gelbliche, chloritische Schiefer antrifft. Mit diesen sind innig feste dunkle, quarzreiche Schiefer verbunden, die zahlreiche weiße Quarzlinsen enthalten und von gleichen Adern durchsetzt erscheinen. Der Fallwinkel der ebenfalls nordwärtsfallenden Schiefer beträgt 80—90°.

In ungeklärtem Verhältnisse zu diesen Schiefern erscheinen hierauf massige brecciöse Kalke, worauf weiter gegen Westen, ungefähr dort, wo laut Karte die Isohypse 800 den Nerodimka-Bach schneidet, weiße bis rosenrote oder graue, gut geschichtete, lokal mit 60° nach Ost fallende Kalke auftreten. Weiterhin kann man die Auflagerung weißer Kalke auf stark gewalztem und hin- und hergefaltetem quarzaderreichen grünen chloritischen Schiefer konstatieren und es konnte wieder östliches Fallen festgestellt werden. Später erscheinen grüne,

Fig. 7.



Profil östlich Jezerce.

1 Glimmerschieferartige kristallinische Schiefer. — 2 Chloritschiefer. — 3 Rote und grüne Sericitschiefer. — 4 Prizrener Schiefer. — 5 Tonschiefer und Kalktonschiefer. — 6 Triaskalk.

schwarze, rote bis lichtbraune Hornsteinschiefer, worauf graue glänzende Dachschiefer mit südwestlichem Fallen (∢ 60°) erscheinen. Dies ist ungefähr jenseits des Punktes, wo sich der von Südwest, das heißt von Jezerce, und der von Nordwest herabkommende Quellbach der Nerodimka vereinen. In diesem Dachschiefer, der keine Fältelung aufweist, sind, wie sich beim bald erfolgenden Anstieg auf die Höhe von Jezerce herausstellt, Kalkeinlagerungen vorhanden.

Der Weg ist auf der Karte insofern nicht richtig verzeichnet, als er bei besagter Vereinigung der Nerodimka-Quellbäche eine Strecke weit entlang des südlichen Zuflusses dahinführt und erst nachdem dieser einen kleinen nördlichen Nebengraben empfangen, in einer steilen Serpentine gegen Nordwesten emporsteigt. So wie er den Rücken, der sich zwischen dem zuletzt erwähnten Nebengraben und dem Jezerce-Bache dahinzieht, erreicht hat, trifft man auf dieselben starkgefalteten, glänzenden braunen Tonschiefer, wie sie von der Prizrener Bistrica-Schlucht bekannt sind, worauf auf diese konkordant aufgelagert nordwärts fallende (∢ 30°) feste, mergelige Kalk-

schiefer, Kalktonschiefer und Tonschiefer, etwa wie auf der Dulje-Höhe, erscheinen.

Mangel an dynamischer Veränderung in diesen Sedimenten bewog mich, an diesem Orte längere Zeit, jedoch leider erfolglos, Fossilien zu suchen. Im Liegenden der Prizrenschiefer befinden sich grüne bis rote, stark glänzende, Holzschieferstruktur zeigende Schiefer, noch tiefer chloritschiefer- und glimmerschieferartige Gesteine. Gekrönt werden diese Bildungen (vgl. Fig. 7) von den schon zuvor angetroffenen weißen bis rosenroten Kalken.

Je nachdem sich der gegen West gerichtete Weg hin- und herkrümmt gelangt man bald in das eine, bald in das andere Glied dieser durchschnittlich N bis NNO fallenden Bildung und hat daher Gelegenheit und Musse genug, bis zu der Stelle, wo laut Karte die Höhe von zirka 1000 *m* erreicht wird, von oben nach unten stets die Schichtreihe:

weißer Kalk
grauer Ton und Kalkton
braune Tonschiefer
grüne bis rote gefältelte Schiefer
Chloritschiefer
glimmerreiche Schiefer

zu konstatieren. Die Kalke scheinen sich von Jezerce aus gegen Norden zur Nerodimka Planina zu erstrecken und westwärts die zwischen Jezerce und Budakova befindlichen Rücken nicht zu erreichen.

Vor der Paßhöhe von Jezerce verhindert tiefverwitterter Waldboden mit herrlichem Buchenwalde geologische Studien, dann wendet sich der Weg etwas nach Süden und erreicht eine ergiebige Quelle, deren Wasser in einen südlichen Nebengraben des nordwestlichen Nerodimkaquell-Baches hinabfließt.

Schon hier bei dieser Quelle sind Spuren eines granitartigen Gesteines vorhanden, das etwas weiter gegen Westen noch besser zutage tritt. Bei der Isohypse 1300 kann man plattige Protogingesteine (allerdings nur lose umherliegend!) erkennen, die einen an die Wasserscheide und auch etwas darüber begleiten.

Relief und gleichbleibende Vegetation sprechen dafür, daß sich auch die südlich gelegene Kuppe 1400 *m* aus diesem Material aufbaut.

Wo neuerlich die Isohypse 1300 geschnitten wird, sieht man wieder mit Quarzadern durchsetzte Tonphyllite, die mit 45° gegen NNO fallen und ziemlich intensive feine Fältelung zeigen. Wo der nach Budakova führende Weg laut Karte die Isohypse 1000 schneidet, kann man im Liegenden dieser hier wieder weniger gefältelten und mehr tonschieferartigen Bildungen zuerst gelbbraune Hornsteine und darunter gelbe bis grüne holzschieferartige, chloritische Schiefer konstatieren. Von Budakova bis zu den zerstreuten Häusern von Bolane (welcher Ort ebenfalls bloß als Budakova bezeichnet wurde [1]), geht man stets wieder

[1]) Der Name findet also offenbar nicht auf einen Weiler, sondern auf die ganze Gegend Anwendung.

mehr oder weniger im Streichen der Nordnordost fallenden Schiefer, so daß bald Tonschiefer, bald jüngere kristalline Schiefer überschritten werden. Nur der Schnittpunkt der Isohypse 700 vor Bolane verdient besondere Beachtung, als hier unter den grünen chloritischen Schiefern schwarze Lyditschiefer und darunter quarzreiche glimmerhaltige kristalline Schiefer erscheinen. Auch hier ließ sich nordnordöstliches Fallen konstatieren, das beinahe bis zum Schnittpunkt mit Isohypse 600 anhielt. Hier erfolgte jedoch eine Überraschung, indem von da an die bisher stets nord- oder nordostfallenden Tonschiefer plötzlich, ohne daß inzwischen kristalline Schiefer verquert worden wären, Südwestfallen zeigten. Der Weg, längs dem auf diese Weise eine aus Tonschiefer bestehende, von WNW nach OSO streichende Antiklinale verquert wurde, ist leider auf der Karte nicht verzeichnet und konnte wegen plötzlichen dichten Herbstnebels nur approximativ festgestellt werden. Soviel ließ sich doch feststellen, daß er zirka 1 *km* vor Korstiče vom eingezeichneten Wege gegen Südwest abzweigte und nach einem steilen Abstiege ein Ost—West fließendes Wasser erreichte. Ich halte dies für das südlich von Budakova—Bolane—Korstiče in ostwestlicher Richtung fließende Gewässer. Knapp vor diesem Bache wurde eine aus kantengerundeten Quarzporphyrblöcken gebildete Schotterterrasse überschritten. Von hier an konnte im Nebel kein Aufschluß mehr wahrgenommen werden.

Der Weg führte in einer reich bewässerten, etwas gewellten Gegend und die auf der Karte nicht verzeichneten Ortschaften Savrova und Djelograjca erschwerten die Orientierung. Immerhin ist nach Bussolenablesung das an einem gegen NW fließenden Bache gelegene Savrova zirka südöstlich Račana und Djelograjca, an einer gegen West fließenden Wasserader gelegen, südwestlich davon zu suchen. Zirka 3 *km* weiter westsüdwestlich von Djelograjca wurde noch ein Wasser durchritten und dann erreichte ich Grekovce. Nach meinen Beobachtungen ist Djelograjca eine ganz bedeutende mohamedanische Ortschaft.

Wenn wir das auf Fig. 7 abgebildete Profil mit seinen schwarzgrauen Tonschiefern und darunterliegenden kristallinen Schiefern mit den bisher beschriebenen Profilen vergleichen, so zeigt es sich, daß wir hier wieder dieselben Bildungen vor uns haben. Hier wie dort scheinen die massigen weißen bis rosenroten Kalke bald auf chloritischen Schiefern (bei Štimlja und bei Neredinje), bald aber auf Tonschiefern (nördlich Jezerce) zu liegen und gleiche Lagerung konnten wir auch bei Prizren konstatieren. Spätere Profile werden uns eine Überlagerung von Kreidekalken auf Serpentin führende Schiefer zeigen und durch Notizen von Boué wissen wir, daß die Kalke des Žljeb bei Ipek in eine obere und eine untere durch Schiefer getrennte Gruppe zerfallen. Ob aber die rosenroten Kalke von Neredinje sowie die gleichen Kalke des Cviljen bei Prizren in die Trias- oder Kreideformation gehören, diese Frage soll erst später erörtert werden. Die Kreide- und Eocänkalke, die von Dresnik bis Zaplučane (bei Suharjeka) an die Tonschieferformation und kristallinen Schiefer stoßen, dürften, wie aus den bisherigen Profilen hervorgeht, die paläozoischen Tonschiefer von Dulje—Lapušnik kaum unterteufen, sondern nur längs einer NW—SO streichenden Bruchlinie berühren.



Außer bei Dresnik kann man laut Generalkarte auch an der Miruša ein als Badequelle verwendetes (daher wahrscheinlich thermales) Mineralwasser bei Banja konstatieren, und da dies gerade ungefähr dort liegt, wo der Zapluzane und Iglareva verbindende hypothetische Bruch durchziehen würde, so ist dies sowie der nach NW gerichtete Oberlauf der Miruša, der die Berge von Ostrozub von den Crnoljevabergen scheidet, ebenfalls als Argument für die Existenz dieser Bruchlinie zu betrachten.

D. Umgebung von Prizren: Ausflug nach Zümbi; Tournee: Koriša—Ljubižda—Dolnica—Novoselo—Prizren—Jablanica—Lez—Blač—Zlatina—Brut—Karaula Guri Dervent—Hoča—Prizren.

Prizren—Zümbi.

Auch auf dieser Tournee konnten kartographische Korrekturen vorgenommen werden, denn die Lage der nordwestlich Prizren bei Kote 404 gelegenen Karaula, ferner dementsprechend der daran vorbeiführende Weg, das Drin-Knie bei Krajiki, endlich das Relief der Höhe 705 bei Zümbi wurden als von der Kartendarstellung abweichend befunden. Ebenso wurde festgestellt, daß eine N—S ziehende Kalkhügelkette, die sich zwischen Graždenik und Vlasna einerseits und dem daselbst N—S fließenden Drin anderseits einschiebt, auf der Karte überhaupt nicht eingezeichnet wurde, und dasselbe gilt auch für die später zu erwähnenden, zwischen dem Scutari-Wege unweit Džuri und dem Drinflusse befindlichen Hügel.

Der Fahrweg Prizren—Tirana verläuft nicht durch Atmadža, sondern wenigstens 1 *km* nordwestlich von dieser Gemeinde. Die Karaula Kote 404 ist zirka $1^1/_2$ *km* weiter östlich gelegen. Der Weg kommt hierauf auf $^1/_2$ *km* westlich an Luhovica heran, dann bleibt er mit dem Flusse annähernd parallel verlaufend auf zirka $1^1/_2$ *km* vom Drin entfernt und erreicht auf diese Weise Pirana. Am Drin-Knie bei Krajiki ist die Ausbiegung nach Norden viel geringer als es die Karte angibt. Infolgedessen fließt der Drin viel weiter südlich von Pirana.

Geologisches wäre auf dieser Tournee folgendes zu erwähnen: Bei der Karaula Kote 404 konnten unter diluvialen Schottern jungtertiäre gelbe Sande festgestellt werden, die völlig an die offenbar gleichalten Sande südwestlich Suharjeka gemahnten. Noch besser sind diese, Tegellagen enthaltenden Sande nördlich der Karaula erschlossen, woselbst sie zur rechten Hand die Basis der hügelartigen Terrassen bilden. Am gegenüberliegenden Drin-Ufer kann man bei Krajiki Kalkhügel erkennen.

Nach Pirana wurde noch zirka $^1/_2$ *km* weit nordwestlich geritten, hierauf gegenüber jenem Punkte, wo das Drin-Knie seinen nördlichsten Punkt aufweist, südwärts gegen den Drin gebogen. Im Drinschotter waren hier vorwiegend Dioritgerölle und Kalkstücke, aber auch rote Hornsteine vertreten. Mühelos konnte der breite aber seichte Drin durchfurtet werden.

Gleich jenseits des Drin wurde dichter grauer schiefriger, stark toniger Kalk mit 30° nördlichem Fallen angetroffen, in dem bankweise

polygonal brechende Plattenkalke, feste massige Schichten von dichtem mergeligen Kalk, ja zuweilen geradezu Steinmergel eingelagert waren. Die vorherrschende Farbe war lichtkaffeebraun mit einem Stich ins Graue. Daß diese Kalke eine ganz bedeutende Mächtigkeit besitzen, darauf deuten schon die sogar nördlich von Punkt 705 *m* auftretenden Dolinen.

Später gegen Zümbi ändert sich das Streichen östlich des erwähnten trigonometrischen Punktes zeigen die Schichten NO-Fallen und dieses läßt sich nun konstant bis Zümbi und von da bis Bitüči und auch gegen Karadžerži bis in eine Höhe von 800 *m* konstatieren. In der monotonen Karstlandschaft der flachen (nicht, wie auf der Karte angegeben, spitzen) Höhe von Zümbi und des diese Höhe mit dem Bastrik verbindenden Rückens gelang es mir nun, bei Bitüči ein 1—4 *cm* dicke schwarze Hornsteinlagen und Hornsteinlinsen enthaltendes Niveau sehr lichten, muschelig brechenden, festen, klingenden Kalksteines und in dessen Liegendem gegen Karadžerži in etwas dunkler gefärbtem, gelblich verwitterndem, stark kristalline Struktur zeigendem Kalkstein an den angewitterten Flächen Rudistentrümmer und andere unbestimmbare organische Reste zu finden. Die Kristallflächen, die man am frischen Bruche sieht, sind offenbar durch Echinidenreste u. dgl. zu erklären. Bei Tupec übersetzt dieser Kalk den Drin und scheint bis Vlasna zu reichen; überall ist er durch seine lichtkaffeebraune Farbe, gute Schichtung und durch die Einlagerung weicherer Lagen von fern zu erkennen. Wie sich dieser Kalk zu den Cviljenkalken verhält, konnte leider bisher nicht beobachtet werden. Es ist dies aber offenbar derselbe kretazische Kalk, den Cvijić und Oestreich ebenfalls Rudisten führend und mit nördlichem Fallen unweit Kula Gradis am Wege gegen Djakova erwähnen.

Ich halte es für zweckmäßig, derzeit, um mit dieser bestimmten petrographischen Ausbildung einen präzisen Ausdruck zu verbinden, diesen Kalk als Bastrikkalk, den rosenroten Kalk der Prizrener Umgebung hingegen als Cviljenkalk zu bezeichnen. Anläßlich eines Aufenthaltes in Belgrad gelang es mir, am dortigen Museum ein Stück Bastrikkalk mit der Etikette „Berg Grohot (Metochia)“ sowie ein weiteres, „Široki put östlich Orahovac (Prizrener Gegend)“ beschriebenes Stück aufzufinden; leider gelang es mir aber nicht, diese Lokalitäten mit irgendeinem Punkte der Generalkarte zu identifizieren. Orahovac scheint aber irgenwo am Rande der Prizrener Niederung gelegen zu sein, denn unter derselben Ortsbezeichnung sind im Belgrader Museum auch Fossilien der Paludinenschichten vorhanden [1]).

Umgebung von Prizren.

Die nähere Umgebung von Prizren glaubte ich am besten durch einen Abstecher nach Koriša, dann durch eine Begehung des Fußes der Pašino Planina sowie durch eine Umgehung des Cviljen kennen zu lernen.

[1]) Herr Vizekonsul Lejhanec hatte die Güte, mir nachträglich mitzuteilen, daß Široki put den Weg Prizren—Crnoljeva bezeichne und Orahovac mit Rahovce ident sei. Für diese wichtigen Angaben möchte ich ihm auch an dieser Stelle noch einmal wärmstens danken.



Vorerst soll jedoch der geologischen Beschreibung eine kleine geographische Richtigstellung der Karte vorausgeschickt werden.

Für die nördlich der Bistrica-Schlucht gelegene Gegend wäre außer der bereits erwähnten Südwesterstreckung der Pašino Planina noch zu bemerken, daß Novoselo ungefähr beim „o“ des Wortes „Hodža Balkan“ liegt und auch Grčare und Vrbičane unter Beibehaltung ihrer relativen Lage zueinander und zu Novoselo südwärts verlegt werden müssen. Der auf der Karte Novoseljane beschriebene Ort wurde mir als Dolinca bezeichnet, Skorovište kommt ferner an die Stelle des laut Karte Vrbičane beschriebenen Dorfes zu liegen und Kabaši unter Beibehaltung seiner relativen Lage zu Skorovište findet seine richtige Stelle zirka $^1/_2$ Stunde vom Sveti Petar-Kloster entfernt wieder. Wo jetzt auf der Karte Skorovište steht, dort zieht sich der eingesattelte Kamm der Pašino Planina gegen Südwesten und jenseits (östlich) dieses Sattels ist Srecka gelegen. Südlich der Bistrica und südlich des Cviljen sind noch größere kartographische Abweichungen zu konstatieren. Daß Jablanica dort liegt, wo Lubačeva geschrieben steht, daß Lez ungefähr die Lage von Küstendil bezeichnet, wurde bereits erwähnt. Daß 300 *m* nördlich von Blač Lez eingetragen werden muß und Lez hier zu streichen ist, ist eine weitere Korrektur. Die wichtigste topographische Veränderung ist jedoch die, daß Küstendil und Lez überhaupt nicht im Plava-Tale liegen, wie denn der Übergang bei Jablanica überhaupt nicht in das Plava-Tal führt, sondern das Tal, in das er führt, umkreist den Cviljen in einem sanften, gegen Süden konvexen Bogen und mündet bei Hoča in die Ebene von Prizren. Dort, wo auf der Generalkarte (1:200.000) das „t“ des Wortes Guri Dervent zu liegen kommt, ist in diesem Tale der Ort Lubačeva gelegen.

Um in das bei Kote 1122 und westlich davon entspringende Plava-Tal zu gelangen, muß man vom rektifizierten Lez aus noch eine Wasserscheide überschreiten, worauf man über ein Hochplateau hinweg in eine westsüdwestlich verlaufende hochgelegene Ebene gelangt, an deren Nordrand von Ost nach West die Orte Blač, Zlatarca und Brut liegen, während mir als Namen der am Südrande gelegenen Gemeinden in gleicher Richtung Brodosavca, Kukova, Buzeš, Košavca, Kapra, Plava angegeben wurden. Diese, wie aus dieser Namenreihe hervorgeht, dicht bevölkerte, wohlbebaute und wohlbewässerte Ebene nimmt von Ost nach West an Breite ganz bedeutend zu, so daß ihre Breite bei Blač zirka 1 *km*, bei Brut aber 3—4 *km* betragen dürfte.

Nun kann an die geologische Beschreibung der auf diese Weise determinierten Gegen geschritten werden.

Bei Koriša steht am nördlichen Talgehänge Serpentin an und dieser läßt sich schön auf einem nördlich und oberhalb der Sveti Petar-Kirche auf den daselbst markierten Rücken hinaufführenden Weg untersuchen. Stellenweise enthält er je 2—3 *m* mächtige Lagen eines geschichteten, glimmerschieferartigen Gesteines, an dem steiles Nordost Fallen (∢ 70—80°) gemessen wurde. Oberhalb der Sveti Petar-Kirche kann man dort, wo die Rückenhöhe erreicht wird, zahlreiche große und kleine ziegelrote Hornsteingerölle finden, die fast ausschließlich alle rezenten kleinen Wasserfurchen im Serpentin erfüllen,



so daß kein Zweifel darüber möglich ist, daß dieses Gestein ganz nahe bergauf anstehen dürfte. Außerdem lassen sich einige Kalkgerölle erkennen, die einen dichten ungeschichteten Habitus und lichtblaugraue bis weiße Farbe zeigen. Da in den besagten kleinen und kleinsten Wasserrissen Serpentingerölle fast ganz fehlen, ist die Distanz, in der der rote Hornstein anstehen dürfte, ziemlich deutlich ausgeprägt und wir dürfen, wenn mir auch ein Vordringen bis an den anstehenden Hornstein noch nicht gelang, mit großer Sicherheit behaupten, daß der Hornstein das Hangende des Serpentins bildet und daß ihn selbst wieder wahrscheinlich lichtgraue bis weiße dichte Kalke überlagern. Zwischen Koriša und Ljubižda führte der Weg über Schuttkegel und sonstigen alluvialen Boden und erst bei Ljubižda wurden wieder ältere Gesteine getroffen.

In dem von Südosten gegen Ljubižda herabkommenden Tale wurde vor allem gegen Südwest fallender brauner Tonschiefer (Prizrenschiefer) gefunden. Hierauf wurde etwas in diesem Tale vorgedrungen, dann wandte sich der Weg nach Nord, darauf nach Ost und führte, sich bald wieder nordwärts wendend, in ungefähr gleicher Richtung wie der auf der Karte markierte Weg bis in die Nähe der als Grčare bezeichneten Stelle, um sich dann wieder gegen Ostsüdost zu wenden und so Dolnica zu erreichen. Vor der Krümmung nach Ost ist dabei ein dem Ljubižda-Tale paralleles Tal überschritten worden. Auf dem steilen, kahlen und steinigen Rücken, auf dem man zwischen diesem Einschnitte und dem Ljubižda-Tale emporsteigt, sind zuerst ebenfalls Prizrenschiefer, dann schwarze und rote quarzreiche Schiefer und grellrote Hornsteinschiefer angetroffen worden, die einen auch an der folgenden ostwärts gerichteten ansteigenden Wegpartie begleiten.

Weiterhin wurden, ungefähr wo sich der Weg zum zweitenmal nach Norden wendet, grüne, zum Teil talkige Schiefer getroffen, die mit weicheren Lagen wechsellagern und die ich vorläufig ebenfalls noch zu den paläozoischen Schiefern zähle. Auch gelang es hier, typische, feingeschichtete Grünschiefer zu kontatieren.

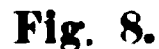
Weiterhin ließen sich in diesen Schiefern ziemlich bedeutende Durchbrüche von Serpentingesteinen erkennen und jenseits dieser Stelle war dort, wo sich der Weg endgültig gegen Ostsüdost und damit nach Dolnica wendet, eine sehr intensive Verkieselung der paläozoischen Schiefer zu erkennen, die dermaßen zunimmt, daß bei der Wegkrümmung selbst reiner, weißer, milchiger Quarz ganz gewaltige Felsabhänge bildet. In Serpentinen über quarzärmere braune bis braungelbe Prizrenschiefern ansteigend, wird endlich Dolnica erreicht.

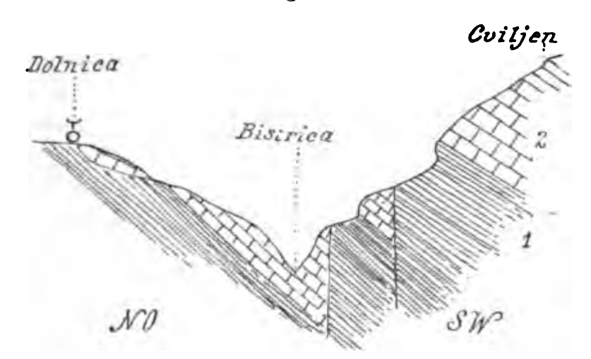
Von Dolnica führt der Weg in südsüdwestlicher Richtung zum Orte Novoselo. Hier ist die Gegend geologisch recht monoton, indem einerseits nur schlechte Aufschlüsse vorkommen und überdies überall nur paläozoische südwestfallende Schiefer anstehen. Nur nahe bei Dolnica lassen sich in den gelblichen, seidenglänzenden, mäßig weichen, gefältelten Tonschiefern graue Kalkschichten konstatieren, die ebenfalls mit 45° gegen Südwesten fallen.

Etwas wechselreicher als der Abschnitt Dolnica — Novoselo erscheint die Strecke Novoselo — Prizren, indem hier auf den Schiefern Reste einer ehemaligen Kalkdecke erscheinen.



Gleich südwestlich Novoselo lassen sich mit 45° gegen Südwesten fallende Schiefer erkennen, auf denen größere und kleinere, oft nur einige Schritte lange und manchmal ganz dünne, zirka 1 bis $1^1/_2$ *m* dicke fetzenartige Stücke einer Kalkschichte liegen. Steil bergab steigend, gelangt man auf eine weniger geneigte grasige, etwas bebaute Fläche, wo vorwiegend Schiefergestein ansteht, worauf man einen größeren Kalkflecken antrifft. An dieser Scholle, deren Streichen jedoch wahrscheinlich nur von lokaler Bedeutung sein dürfte, konnte 60° Nordost-Fallen abgelesen werden. Möglicherweise ist aber das Streichen dieser Scholle durch eine Verwerfung zu erklären, während das zuvor erwähnte fetzenartige Vorkommen in Anbetracht der Fallwinkel und Neigungsverhältnisse des Terrains auf diskordante Auflagerung hinweist. Der letzte Teil des Abstieges vom Hodža Balkan gegen Prizren erfolgt teilweise über Kalkterrain, weiter unten aber vorwiegend über paläozoische Schiefer. Auf diese Weise läßt sich der Kalk der Bistrica-Schlucht als gegen Süden abgesunken erkennen, so daß eine


Fig. 8.



Profil durch das Bistrica-Tal.

1 Schiefer. — 2 Kalk.

von Novoselo gegen den Cviljen gezogene Linie ungefähr folgendes doppelt überhöhtes Idealprofil ergeben würde. (Fig. 8; vgl. auch hierzu Fig. 1.)

Eine südliche Fortsetzung hat dieses Profil in der über Jablanica nach Blač ausgeführten Tournee gefunden.

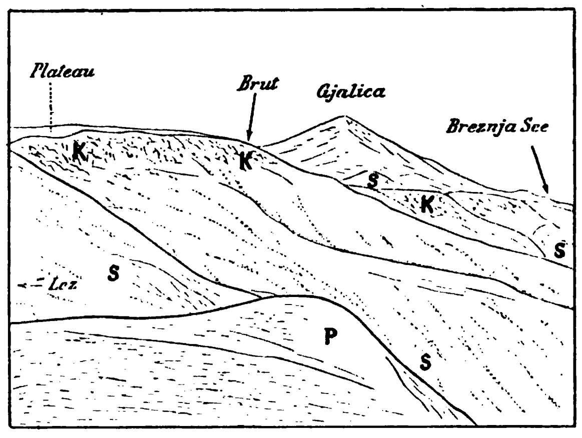
Die Porphyrgesteine, die, wie schon früher erwähnt, bei Jablanica die paläozoischen Schiefer durchbrechen, lassen sich auch jenseits des Jablanica—Küstendil-Sattels konstatieren, woselbst sie durch ihre Widerstandsfähigkeit im Schieferterrain auch topographisch ziemlich gut zur Geltung gelangen.

Am Jablanica-Sattel ließ sich in den paläozoischen Schiefern WNW-Fallen (∢ 60°) konstatieren, weiterhin sind statt Prizrenschiefer grüne Schiefer und Tonphyllite vorhanden. Vor Lez werden sie zweimal von Porphyrgesteinen durchbrochen (Fig. 9), nach Lez steht etwas weißer, massiger, bis rosenroter, ungeschichteter Kalk an. Später erscheinen in einem schütteren Eichenwald schwarze, glänzende Phyllite,

die gegen Südosten fallen und bis an die Wasserscheide des Ljubačeva- und Plava-Tales reichen.

Wie man auf diese Wasserscheide herauskommt, ändert sich, da man sich plötzlich von einer dolinenhaltigen Karstlandschaft umgeben sieht, die ganze Gegend. Die Wasserscheide Lez-Blač besteht nämlich aus einem offenbar den Kalken der Cviljen-Spitze entsprechenden Kalkhochplateau, das gegen das Lubačeva-Tal steil abbricht, während es sich gegen Südosten nur sehr allmählich herabsenkt. Barometermangel hinderte mich, eine Höhenbestimmung vorzunehmen, doch schätze ich es, da es von den umgebenden Höhen nur wenig überragt wurde und der Jablanica—Küstendil-Sattel, der laut Karte zirka 900 *m* wäre, eben noch sichtbar war, auf rund 800 *m*. Die ersten Dolinen (20—30 Schritt Durchmesser) erscheinen bereits einige hundert Schritte


Fig. 9.



Oberer Teil des Ljubačeva-Tales.

S = Grüne Schiefer und Tonphyllite. — *K* = Heller, ungeschichteter Kalkstein. — *P* = Porphyr.

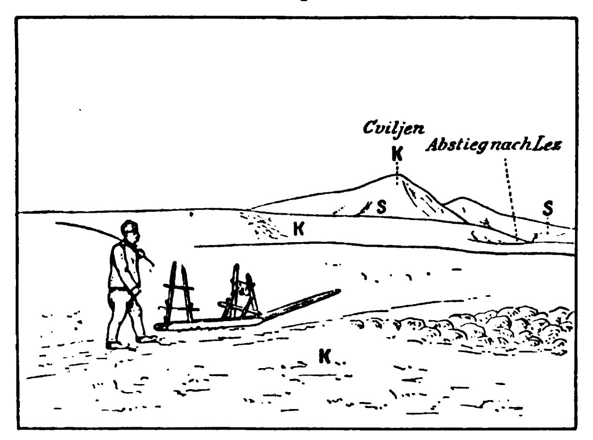
(Statt „Gjalica“ ist in der Figur „Koritnik“ zu lesen.)

von dem nördlichen Hange und dies läßt auf die bedeutende Mächtigkeit des Kalkes an dieser Stelle schließen. Dieses Karstplateau ist nicht sehr breit, wird zur Rechten von sanften, kahlen, verkarsteten Kalkhügeln begleitet, zieht sich im allgemeinen gegen ONO und wird im Süden durch den WSW gerichteten Lauf des Plava-Baches begrenzt.

Eine nach einer Photographie angefertigte Skizze kann diese Plateaulandschaft am besten zum Ausdrucke bringen (Fig. 10). Der Kalkstein, der diese Karstlandschaft hervorruft, ist mit dem von Cviljen und Novoselo bekannten Kalke vollkommen identisch. Er ist massig, dicht, von weißer bis rosenroter Farbe und präsentiert wohl nur eine von der Cviljen-Spitze herüberreichende Decke. Ein kleiner nach dem nicht sehr tief gelegenen Blač hinabführender nördlicher Nebengraben des Plava-Tales ermöglicht, da er an der Grenze vom

Kalkplateau und der weiter im Südosten erscheinenden Schieferlandschaft des Plava-Baches entlang zieht, einen Einblick in den Untergrund des Cviljenkalkes an dieser Stelle zu erlangen und da läßt sich denn wieder feststellen, daß der Kalk auch hier auf paläozoischen oder älteren (?) Schiefern lagert. Ich finde, daß ich in meinem Tagebuche „Schwarze Phyllite und Tonschiefer paläoz.?“ notierte. Bei Blač (knapp nördlich dieses Dorfes) habe ich Nordfallen mit 70—80° gemessen. Von Blač wendet sich der von mir eingeschlagene Weg gegen WSW und führt in der Ebene von Blač—Plava am Südfuße einer steilen, zirka 100 *m* hohen Kalkwand, unter der die paläozoischen Schiefer erscheinen. Später, gegen Zlatarca und Brut, beschränken sich die Kalke auf den oberen Teil der die Blač—Plava-Ebene gegen Norden abschließenden Hügel, so daß die Kalkschiefergrenze, die vor Blač von ONO gegen WSW zog, bei Blač ost-westlichen Verlauf zeigte,


Fig. 10.



Übergang von Lez nach Blač.

K = Heller, ungeschichteter Kalkstein. — *S* = Grüne Schiefer und Tonphyllite.

bei Brut WNW—OSO-Richtung einschlägt. Das gleiche läßt sich auch für das Streichen der darunterliegenden Schiefer feststellen, da die Schiefer zwischen Lez und Blač nach SSO, bei Blač zirka nach N, bei Brut ebenso, zwischen Brut und Breznja jedoch bereits gegen NO fallen. Der Weg verläuft überall südlich des abwechselnd Hügel- und Plateaucharakter aufweisenden Kalkzuges auf den bald phyllit-, bald holzschieferartigen, paläozoischen Schiefern.

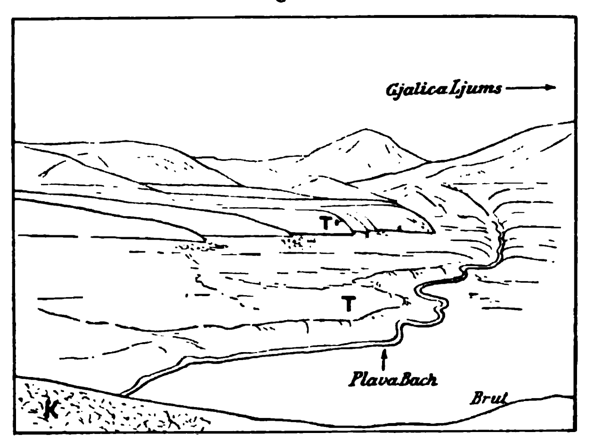
Interessant ist die Topographie der Blač—Bruter Ebene, da sich hier in der Ebene von Brodošavca an bis nach Plava zwei hoch übereinander gelegene fluviatile Terrassen entwickeln; ob ihr Untergrund aber aus jüngeren Tertiärbildungen besteht, läßt sich derzeit noch nicht determinieren. Von Brut aus gesehen machte es allerdings den Eindruck, als ob der Plava-Bach bei Bolobrad längs einer aus lehmiger (?) Masse bestehenden, fast senkrechten Wand dahinfließen würde, während

15*

die paläozoischen Schiefer doch fest genug sind, um bei so steilen Abhängen felsige Gehänge zu entwickeln. (Fig. 11.)

Über eine schwach bewaldete, gut gerundete, aus Schiefergestein bestehende Wasserscheide führt der Weg vom Plava-Tale in die zuerst von Oestreich erwähnte Hochebene von Breznja. Nach Oestreich würde der abflußlose, fast ganz in Kalkterrain gelegene Breznja-See einen Karsee repräsentieren. Abgesehen von seiner tiefen, kaum 900 *m* erreichenden Lage, kann ich mich schon wegen des völligen Mangels einer zirkusartigen Umgebung und des totalen Fehlens von Schuttbildungen nicht für diese Annahme entscheiden und möchte mich viel eher der landläufigen Ansicht anschließen, daß dieser Fluß einen unterirdischen Abfluß besitzt und seinen Abflußmangel wohl einem Karstphänomen verdanken dürfte. In Anbetracht der Verteilung von Kalk und Schiefer scheint mir sogar die Annahme, daß die Quelle

Fig. 11.



Senke des oberen Plava-Tales.

T T' = Fluviatile Terrassen. — *K* = Kalkstein.

(Statt „Gjalica Ljums" soll „Koritnik" stehen.)

von Poslište seinen Ausfluß repräsentiert, nicht eben unmöglich. Auch mir ist von den mich begleitenden Saptiehs die von Oestreich diskreditierte Geschichte der am gefrorenen Breznja-See verunglückten Leute wieder erzählt werden, allerdings fand ich keine Gelegenheit, die Quelle von Poslište zu besuchen.

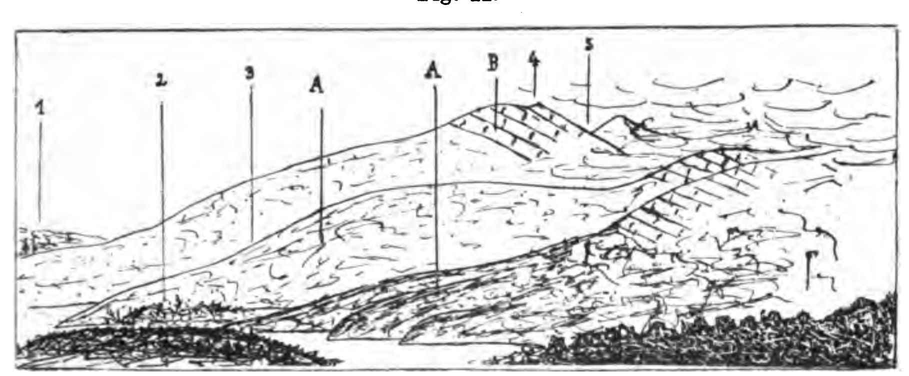
Von Karaula Guri Dervent an wurde der nach Hoča führende Weg begangen. Zuerst trifft man noch auf Schiefer, dann gelangt man zu einer Quelle, jenseits welcher bis zum Höhenpunkt 779 ein ungeschichteter, quarzreicher, feinkristalliner, weißer bis intensiv rosenroter Kalk ansteht. Hier ungefähr ist ein lokaler Aufbruch von paläozoischen braunen Schiefern und jenseits davon grauer bis rosenroter, gut geschieferter Kalk sichtbar, an dem südöstliches, mäßig steiles Einfallen (Fallwinkel 30°) gemessen wurde. An dieser Stelle gelang es mir als Gerölle mehrere Stücke Quarzporphyr zu finden. Ihre

Anzahl war zu bedeutend, als daß man annehmen könnte, sie seien durch Packpferde hierher verschleppt worden[1]), weshalb ich eher einen benachbarten Porphyrdurchbruch vermute.

Nach einem neuerlichen lokalen, kaum einige Schritte währenden Aufbruche paläozoischer Schiefer wird wieder meist massiger weißer bis rosenroter, zum Teil dolomitischer Kalk getroffen, der bis zum Höhenpunkt 657 anhält. Dabei konnte am Kalke 70° Nordostfallen festgestellt werden. Offenbar haben wir hier die westliche Fortsetzung jener Kalkdecke vor uns, die zwischen Lez und Blač angetroffen wurde.

Beim Abstiege gegen Hoča kann man westlich bei Bituša die Überlagerung des Kalkes über die Schiefer noch einmal sicher feststellen und so ist denn jeder Zweifel über diese wichtige Tatsache vollkommen unmöglich. Nachdem man auf den allenthalben um Hoča anstehenden Schiefern selbst fortgeschritten, werden diese von einem

Fig. 12.



Talsystem von Hoča.

1 Prizren. — 2 Hoča. — 3. Lubačeva-Tal. — 4 Cviljen. — 5 Sattel bei Jablanica.
A = Schiefer. — *B* = Kalk.

größeren Stocke Quarzporphyr durchbrochen und erst knapp vor Hoča kommen wieder zum Teil schwarze, glänzende, zum Teil braune, matte Schiefer zum Vorschein. Knapp beim Porphyrdurchbruche läßt sich jede beliebige Streichungsrichtung feststellen, bei Hoča scheint aber NO—SW-Streichen mit südöstlichem Einfallen zu dominieren; als Fallwinkel wurde 10—70° getroffen, in der Regel zeigen jedoch die Schiefer 30° Fallen. Hiemit war die Ebene von Prizren erreicht und die überraschungsreiche Umkreisung des Cviljen vollendet. Von einem Hügel vor Hoča kann man neuerdings die Lage des Lubačeva-

[1]) Hahn erwähnt, daß die Albanesen die beiderseitigen Lasten auf einem Pferde durch Aufladen von Steinen ausgleichen, was unter Umständen unangenehme geologische Verwirrungen anrichten könnte. Ich konnte, nebenbei bemerkt, diese naheliegende Art des Equilibrierens in Siebenbürgen und Albanien wiederholt bemerken und muß gestehen, daß ich sie bei meinen zahlreichen Touren, zumal in Siebenbürgen, auch selbst mehr als einmal verwendet habe.



Tales sowie am Cviljen die Auflagerung des Kalkes auf die paläozoischen Schiefer erkennen (Fig. 12).

Das Gesamtresultat läßt sich dahin resümieren, daß scheinbar an und für sich sehr komplizierte und durch Dislokationen noch mehr verwickelte tektonische Verhältnisse existieren, daß es aber doch gelang, ein Niveau paläozoischer Schiefer und ein darauffolgendes Niveau roten und weißen massigen Kalkes zu konstatieren. Kaffeebraune geschichtete Kreidekalke, wie solche von Zümbi bekannt sind, wurden nirgends getroffen. Die Serpentine bei Koriša waren imstande, eine Verquarzung der paläozoischen Schiefer zu bewirken.

E. Tournee: Prizren—Vlasna—Skodža—Han i ri—Han Lačit—Kula Ljums—Brut—Ura Vezirit—Fleti—Čafa Malit—Brdeti—Han Raps—Puka—Čereti—Karaula Škanje—Gamsiće—Lači—Kozmaci—Ašti—Bačelik—Skutari.

Durch die Tournee Prizren—Scutari hoffte ich einen Einblick in das, man möchte fast sagen, sagenhafte Grünsteinland Boués und Grisebachs zu gewinnen, und in der Tat waren wichtige geologische Beobachtungen das Resultat der dreiundeinhalbtägigen Reise. — Die Strecke ist von Boué und Grisebach begangen und beschrieben worden, dadurch aber, daß die Rolle der Serpentine und Diorite nicht genau präzisiert war und daß ferner so ganz ungeheure Massen Hornsteinschiefer („Jaspisschiefer") angeführt wurden, konnte die Struktur des zwischen Skutari und Prizren gelegenen Landes absolut nicht verstanden und für weitere Arbeiten in keiner Weise verwertet werden. Ein Resultat meiner Reise, das gleich hier vorausgeschickt werden soll, war die Erkenntnis, daß sämtliche bisher aus dem Grünsteinlande angeführten merkwürdigen Bildungen tatsächlich existieren und daß Flysch- und Kreidebildungen auf der ganzen großen begangenen Strecke von Brut bis Lači, das heißt bis knapp an die adriatische Küste vollkommen fehlen.

Prizren—Brut.

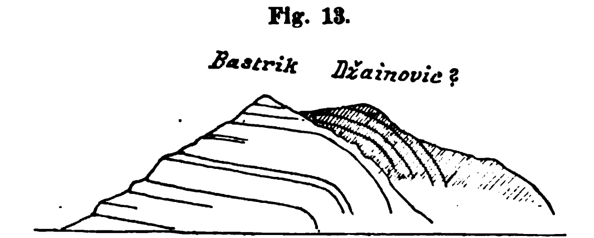
Bei der Brücke unweit Vlasna wurde dichter weißer Kalk angetroffen, der gegen die Karaula und darüber hinaus anhält. Dort, wo (nach der Karte) die Höhenlinie 400 den nach Skodža führenden Weg zum zweitenmal seit der Vlasna-Brücke schneidet, habe ich an dichten grauen Kalken mäßig steiles nordöstliches Fallen gemessen. Der Fallwinkel konnte dabei mit 45° fixiert werden. Die Quelle von Skodža entspringt noch aus dem Kalke, wo aber westlich dieser Quelle auf der Karte die beiden Mühlen angegeben werden, erscheinen unter den Kalken stark gefaltete glänzende Tonphyllite, die Lagen von dunkelgrauem Kalkschiefer und Tonschiefer enthalten. Eine Messung ergab ein rein östliches Fallen (∢ 60°). Am gegenüberliegenden Baštrik zeigte sich, daß die gut geschichteten Kalke an seinem Südwestteile fast flache Lagerung zeigen, während sie sich im Nordosten steil gegen die Prizrener Ebene neigen. Günstige Schnee-



verhältnisse bewirkten, daß es mit freiem Auge möglich war, die härteren zu Felswänden und die weicheren zu Wiesengelände verwitternden Bänke in prächtiger Weise vom Südwestrande dieses gewaltigen Kalkkegels bis zu dessen Nordostabhang fast ohne Unterbrechung zu verfolgen, was ich mir im Tagebuche in beiliegender Weise notierte (Fig. 13).

Die Tonschiefer der Mühlen von Skodža lassen sich zirka 2 *km* weit verfolgen, worauf mit 30⁰ gegen Nordwest fallende, dichte, sandige, graue Kalke erscheinen, an deren angewitterter Oberfläche allerhand organische Reste erschienen. Gleich darauf erblickt man lichtgraue Knollenkalke, die gut gebankt, ebenfalls Fossilien enthalten und sich mit 30⁰ gegen Südosten neigen; weiterhin ließen sich an einer dieser Bänke rudistenartige Querschnitte erkennen und damit war das Alter dieser petrographisch ohnehin mit den Kalken bei Zümbi identen Bildungen entschieden. Das tiefste Glied der hier sichtbaren Serie bilden angewittert gelbe, sandige Kalke und darunter ließ sich bei Han i ri das erste Serpentinvorkommen konstatieren. Vor und nach Han i ri bildet der stets gut geschichtete und an vielen Stellen

Fig. 13.



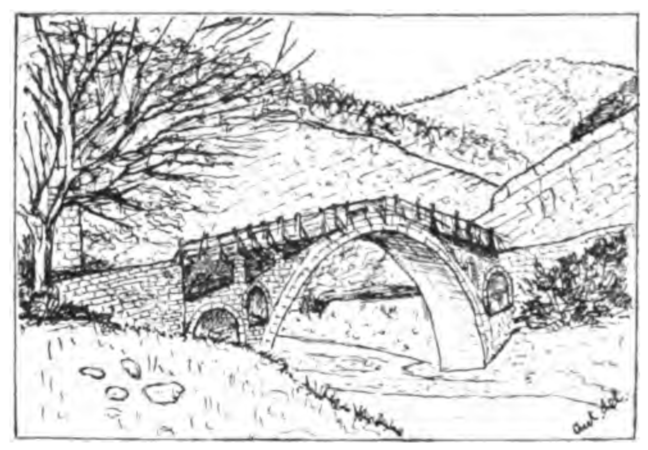
Profil des Baštrik.

fossilführende Kalk flache, zirka 200 Schritt lange, synklinale und antiklinale Wellen. Etwas vor Han Lačit kommt unter dem Kalke s c h w a r z e r bis g r ü n e r H o r n s t e i n zum Vorschein, bei Han Lačit erscheint unter dem Hornstein neuerdings Serpentin. In diesen Serpentinvorkommen haben wir bereits die ersten Anzeichen des „Grünsteinlandes“ zu erkennen. Ungefähr dort, wo der nordöstlich Bardovci fließende Bach in den Drin mündet, kann man in diesem Gerölle eines sehr fossilreichen, lichtkaffeebraunen Kalksteines erkennen, während der Drin schon ausschließlich auf Serpentin einherfließt.

Beim Bach von Čecina-Ljuma erkennt man, daß zwischen dem Serpentin und dem fossilführenden Kreidekalke in der Höhe des Weges roter „Jaspisschiefer“, auftritt. Die zur linken Hand befindliche Terrasse besteht nämlich aus fast horizontalem Kalk, der Weg führt auf rotem, ungeschichtetem Hornstein und der Drin fließt überall auf Serpentin. Später verschwindet wieder der Serpentin, dann auch der Hornstein gegen unten und der Drin fließt wieder auf Kalk. Es ergibt sich, daß man vom Liegenden allmählich wieder in das Hangende schreitet und da ließ sich von unten nach oben 1. lichtbrauner, fossilführender Kalk, 2. dichter, bankartig abgesonderter, etwas knolliger Kalk,

3. splittriger, gut geschichteter Kalk mit Knollenkalkzwischenlagen erkennen. Im Verlaufe dieses Profils wurde die Ljuma-Brücke erreicht, woselbst der Drin eine Beugung macht und durch eine enge, schauerlich wilde Kalkschlucht hindurchbraust. Bei der Ljuma-Brücke fallen die Schichten mit 60° gegen Norden ein (Fig. 14).

Fig. 14.

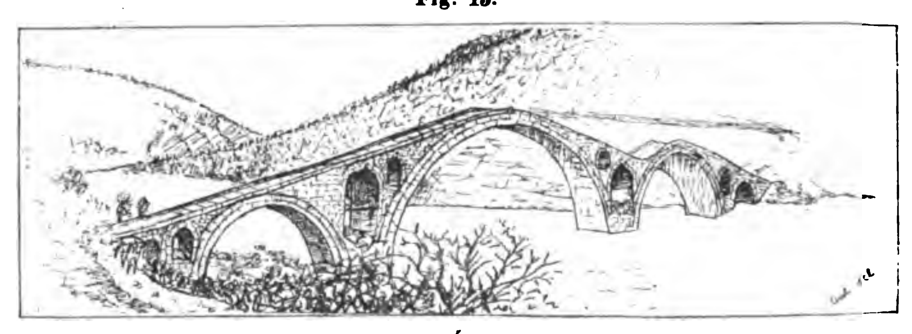


Brücke bei Kula Ljums.

(Gut geschichteter Kreidekalk.)

Bei Brut, knapp jenseits der ersten der beiden Drin-Brücken (sie wurde mir als Ura Ćüpri angegeben, was allerdings „Brücken"-Brücke bedeuten würde), trifft man wieder auf das fossilführende, gut geschichtete

Fig. 15.



Ura Ćüpri.

Niveau, bei dem ich hier wieder Ostwest-Streichen, aber viel flacheres Nordfallen (∢ 15°) antraf. An dieser Stelle, die Boué „Ura Köprüsi" nennt, ist von diesem Autor Nordost-Fallen angegeben worden.

Wegen des allgemeinen Interesses, das die eigentümliche Bauart der imposanten sogenannten Vesirbrücken bieten, sei anbei (Fig. 15),

wenn es auch nicht zur Sache gehört, eine Skizze der „Ura Tjüpri“ gegeben. Der Name Vesirbrücke darf übrigens eigentlich nur auf die weiter flußabwärts gelegene Brücke (Ura Vezirit) angewendet werden. Vor Brut Han, zirka 1 *km* westlich der Kote 251, hat der Drin die Kreidekalke neuerdings durchbrochen und es kommt unter dem Kalke wiederum Serpentin mit daraufgelagertem mächtigen roten Hornstein zum Vorschein.

Jenseits des Drin glaubte ich aus der Ferne an dessen Ufer blaue Tegel erkennen zu können.

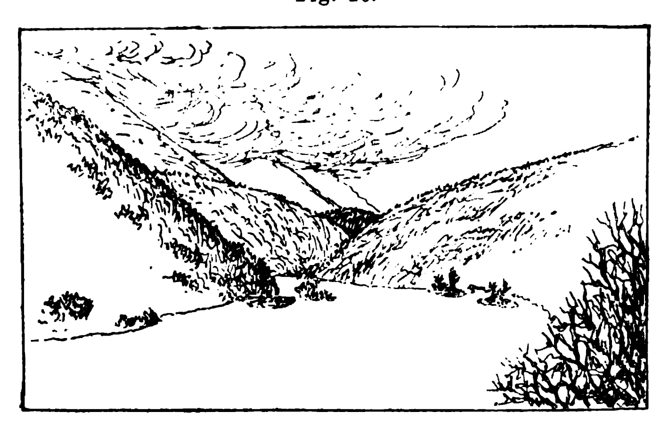
Da sich dort, wo auf der Karte Küküs angegeben ist, über dem Drin-Ufer drei niedere Terrassen übereinander erheben, ist dieser Punkt für das Verständnis des Wegabschnittes Brut-Puka von ganz eminenter Bedeutung.

Beim Brut Han kann man erkennen, daß sich der hier ebenfalls flach nordwärts fallende Kalk auf das jenseitige Drin-Ufer fortsetzt und die Erosion daher bis jetzt die unter dem Kalke liegende Serpentinmasse an dieser Stelle eben erst tangierte. — Die massigen rosenroten bis weißen Cviljenkalke wurden nirgends gefunden.

Brut—Puka.

Wie schon erwähnt, ist der Han von Brut der letzte Ort, an dem man westwärts vordringend Kreidekalk antrifft. Ein dichtes, zu Überfällen wie geschaffenes Eichengestrüpp begleitet von hier an bis zur Vezir-Brücke den Weg und behindert die Aussicht. Am Wege sind

Fig. 16.



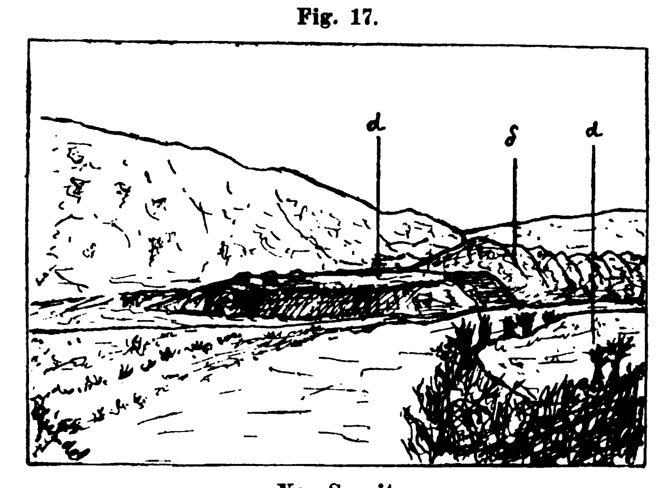
Dioritlandschaft westlich der Vesirbrücke.

zuerst auf Serpentin gelagerter Hornstein, dann Serpentin und später Diorit zu erkennen. Damit ist das „Grünsteinland“ betreten. Bis Vau Spasit läßt sich nichts als ein zu gerundeten Bergformen verwitternder Diorit erkennen (Fig. 16), der daselbst einen ruinengekrönten, niederen, felsigen Rücken bildet. Grisebach gelang es

daselbst auch Serpentin und Hornsteinschiefer zu konstatieren. Wie wir später sehen werden, sind diese drei Bildungen, nämlich Diorit, Serpentin und Hornsteinschiefer, stets zusammen anzutreffen und es muß der zukünftigen detaillierten Aufnahme dieser anziehenden Gegend überlassen werden, jedes einzelne Serpentin- oder Hornsteinvorkommen zur Ausscheidung zu bringen. Bei Vau Spasit konnten neuerdings neben dem Drin die diluvialen Terrassen wiedererkannt werden (Fig. 17).

Bei Vau Spasit wird das Drin-Tal verlassen und der Weg wendet sich zuerst nach Südsüdost, führt eine Weile am rechten Ufer des Goska-Baches, übersetzt diesen Bach auf einer elenden hölzernen Brücke, wendet sich darauf wieder etwas gegen den Drin, um darauf am nördlichen Abhange des Goska-Baches die Höhen von Sakatit Han zu erklimmen.

Fig. 17.



Vau Spasit.

d = Diluviale Terrassen. -- δ = Diorit.

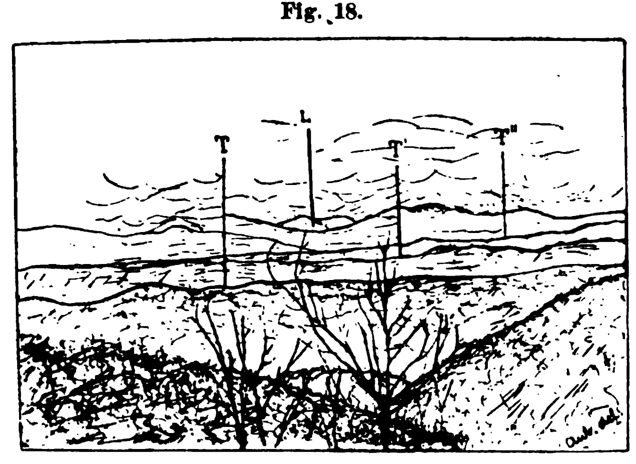
Zuerst trifft man an diesem Aufstiege denselben Diorit wie bisher, später stellen sich jedoch feldspatreichere Partien ein. Es ist dies offenbar jener Teil, den Grisebach vor Augen hatte, als er die feldspatreicheren Diorite des Prizren-Skutari Weges erwähnte. In einer Höhe von zirka 400 *m* ist der steile Aufstieg beendet und der Weg führt auf einem relativ ebenen, eichenbewaldeten, lehmigen Rücken. Wegen der möglicherweise durch Verwitterung des Diorits hervorgegangenen Lehmlage läßt sich hier der Untergrund nicht erkennen und man ist daher um so mehr erstaunt, vor Sakatit Han plötzlich in einer absoluten Höhe von zirka 500 *m* grobe Flußschotter anzutreffen, die auf diese Weise wenigstens 300 *m* über dem jetzigen Drin-Niveau, daher mehrere hundert Meter über den diluvialen Terrassen von Brut und Vau Spasit liegen. Ein Blick gegen Südosten überzeugt sofort, daß man sich hier auf einer alten, durch die jetzigen Bäche zu bloßen Rücken aufgelösten Terrasse befindet, über welche sich erst die

über 600 *m* ragenden Höhen südöstlich Šemeri und die Rugova des Bastrik erheben.

Trotz elender Beleuchtung gelang es mir doch, eine wenn auch lichtschwache Photographie dieser Hügelzüge zu erhalten und anbei ist eine auf Grund dieser Photographie angefertigte Skizze gegeben (Fig. 18). Weit im Hintergrunde kann man in der Mitte des Bildes die nebelverhüllte Spitze des Ljuma-Gebirges (Gjaliča Ljums) erkennen.

Über das Alter dieser Terrasse ist es schwer, etwas zu sagen. Sie ist jedenfalls viel älter als die oberste der drei bei Brut sichtbaren diluvialen Terrassen, da beide Drinflüsse zur Zeit, als sich die diluvialen Terrassen bildeten, nur wenig (zirka 60 *m*) über ihrem jetzigen Bette flossen, während diese Terrasse eine wenigstens volle 150 *m* (bei Vau Spasit 200 *m*) höhere Lage aufweist. Wenn man einer

Fig. 18.



Terrasse von Sakatit Han.

T, *T'*, *T''* = Terassenabschnitte. — *L* = Ljuma-Gebirge.

südlich Ura Vezirit auf der Karte bei Sbruša Kolčit eingetragenen Höhenkote von 496 *m* sowie der Topographie der dortigen Gegend Vertrauen schenken dürfte, so würde bei genanntem Orte der Steilaufstieg oberhalb der Terrasse schon bei 400 *m* beginnen und dies würde darauf hindeuten, daß sich die „Terrasse von Sakati Han" gegen Osten um zirka 100 *m* erniedrigt, aber gleich östlich davon sind Höhenlinien eingezeichnet, welche zwar auch eine Terrasse andeuten, dieselbe jedoch wieder bis über 500 *m* emporsteigen lassen, wodurch die Barometermessung von Sbruša Kolčit eine ziemliche Einbuße erleidet. Jedoch auch abgesehen davon, daß sich die Sakatiterrasse gegen Ura Vezirit eventuell hinabsenkt, ist ihre jetzige Höhenlage insofern von Bedeutung, als sie mit der Höhe der Terrasse von Zdunje an der Treska und der Höhe des alten Vardar-Bettes bei Grupšin übereinstimmt.

Von der Vardar-Terrasse und dem Vardar-Bette bei Kaldirim bogaz ließ sich nun feststellen, daß selbe wahrscheinlich vor dem Einbruche des Tetovo existierten, von der Sakatit-Terrasse läßt sich deren vordiluviales Alter konstatieren; die Existenz der Felsterrasse beim Ausgange der Treska-Schlucht (die Terrasse von Semeniŝte) zeigt ebenfalls, daß der letzte Einbruch des Üsküber Beckens erst nach der Bildung dieser Terrasse erfolgte, und so können wir vielleicht diese großen Einbrüche auch mit der Tieferlegung des Drin bei Vau Spasit synchronisieren. Ein Studium der groben Gerölle, aus denen sich die Sakatit-Terrasse zusammensetzt, könnte vielleicht, da westlich von Brut kein Kreidekalk vorkommt, die Provenienz dieser Gerölle und damit auch die Geschichte der Terrasse einigermaßen aufklären. Selbst konnte ich nur vorwiegend faustgroße weiße Quarzgerölle und Serpentinstücke konstatieren. Aber in Anbetracht der Nähe der Kalkberge des Baŝtrik scheint mir der scheinbare Mangel an Kalk nicht ohne jegliche Bedeutung und dies um so mehr, als den jetzigen Drin zu beiden Seiten Kalkgebirge begleiten. Ebenso wichtig scheint mir, daß Boué am Wege Vau Spasit—Djakovo Kalkmangel konstatierte, ferner daß von der 500 *m* hohen Sakatit-Terrasse aus über Vau Spasit, Kizilgök, Popoc, Proni Bitüćit nach Djakova eine Depressionslinie existiert, welche laut Karte bei Hildlari und Popoc in zirka 500 *m* Höhe Terrassenbildungen aufweist, zwischen 1000 *m* hohen Bergen hindurchführt, selbst die approximative Höhe von 500 *m* nirgends überschreitet und nach Boué am höchsten Punkte Plateaucharakter aufweist. Die groben Serpentinschotter der Sakatit-Terrasse könnten daher — stets laut Karte — ohne weiteres bis an den Rand der Metochia reichen und nach Boués Angaben vielleicht sogar von besagter Depressionslinie stammen. Ob diese Vau Spasit und die Metochia verbindende Depressionslinie aber wirklich ein altes „Drinbett" vorstellt oder nicht, dies können leider bloß zukünftige Schotterfunde auf der genannten Verbindungslinie beweisen.

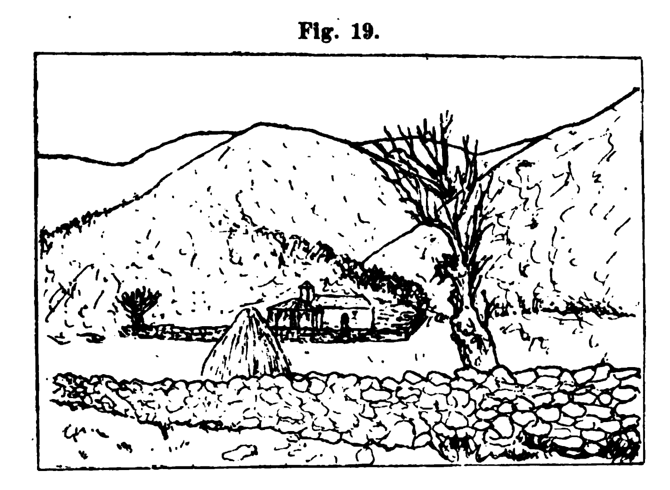
In diesem Falle würde sich allerdings die ohnehin wahrscheinliche Tatsache herausstellen, daß der letzte Einbruch der Metochia, und jener der Üsküber Senke gleichzeitig, und zwar noch vor der Diluvialzeit erfolgten [1]).

[1]) Es ist hier am Platze, auf die verschiedenen längs der dalmatinischen Küste seit historischer Zeit erfolgten Senkungserscheinungen zu verweisen (Eine bibliographische Zusammenstellung in Tanelli, Osserv. geolog. sul isola Tremiti, Boll. com. geol. Ital. 1890, pag. 481), ferner auf die Angabe Hecquards, daß östlich des Skutarisees vor relativ kurzer Zeit angeblich eine Fuša e proneve benannte bewohnte und bebaute Gegend existiert haben soll, welche dann später unter dem Skutarisee verschwunden wäre. (Hecquard, La hauteAlbanie, Paris 1858, pag. 6: „Suivant une tradition locale le lac de Scutari n'était jadis pas aussi grand qu'aujourdhui. Vers la partie orientale il y avait une plain couvert de villages etc.... elle s'appelait Fouscia e proneve".) Nach Hassert wäre das jetzt bemerkbare Ansteigen des Skutarisees, daß wiederholt zu Überschwemmungen Anlaß gibt, allerdings nicht durch eine Senkungserscheinung, sondern durch ein Verstopfen seiner Abflußrinne zu erklären, es ist jedoch zu bedenken, daß das Ereignis, das Hecquard meldet, noch vor dem Einbruche des Drin in die Bojana stattfand. Ferner sind nach Mizopulos und de Viasi auch auf Zante allerdings an der Meeresküste mehrfache Niveauveränderungen, und zwar Senkungen, wahrgenommen worden. (Mitzopulos in Petermanns geogr. Mitteilungen 1896.) Die von Cvijić beobachtete Schiefstellung der Poljen gehört wohl offenbar ebenfalls in dieses Kapitel.



Bald hinter Sakatit Han wird, indem der Weg aufwärts steigt, diese hochinteressante Terrasse verlassen. Eine Weile kann man noch Diorit erkennen, bald führt jedoch ein kurzer Hohlweg durch eine kleine in Diorit eingeklemmte, sehr gestörte und gefaltete Scholle von rotem bis rotbraunem, stark kieselhaltigem Schiefer. Von Sujaj bis Fleti und weiterhin bis jenseits der Čafa Malit ist, wie schon Grisebach und Boué erwähnen, nur zum Teil stark verwitterter Diorit zu erkennen. Auch der Südhang dieses Passes besteht noch eine Weile aus Diorit, darauf trifft man aber bald auf grellrote und grasgrüne, anfangs von Dioritgängen durchsetzte Hornsteinschiefer, die weiterhin gegen Brdeti auch braune Farbe zeigen. Sie sind in ungefähr fingerdicke Lagen geschiefert, zeigen nur an einigen wenigen Stellen etwas tonschieferartigen Charakter (ohne jedoch wirkliche Tonschiefer zu bilden), sind sehr stark gefaltet und zeigen bald nördliches, bald südliches Fallen, im allgemeinen scheint das nördliche Fallen

Fig. 19.



Serpentinlandschaft bei Gamsiće.

zu dominieren. Als Fallwinkel könnten abwechselnd alle Winkel von 15—90° abgelesen werden. Eine gute Beschreibung dieser Schiefer wurde seinerzeit von Grisebach gegeben.

In der Gegend Fuša Arsit traf ich wieder Diorit und nach Boué wäre zwischen Puka und Han Raps noch ein Jaspisschiefervorkommen zu erkennen. Letzteres ist jedoch, wie es scheint, meiner Aufmerksamkeit entgangen.

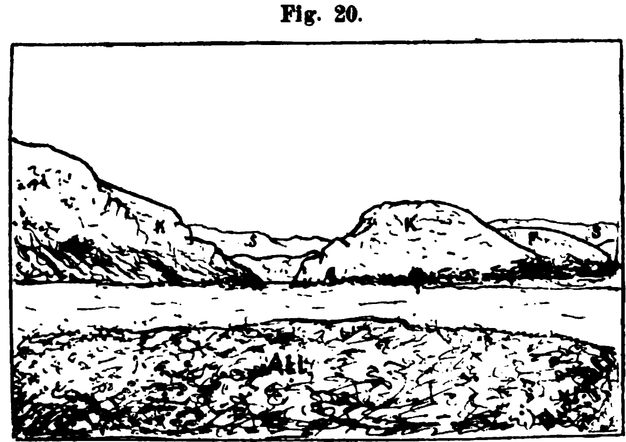
Zwischen Puka und Čereti konnte ich in einer Höhe von zirka 500 *m* neuerdings feinkörnige fluviatile Schotter konstatieren, die hier mit 60° nach Südost fallende Jaspisschiefer überlagern.

Weit im Südosten von Čereti, ungefähr bei Kćira, waren Kalkfelsen zu erblicken und im Čereti-Bache konnte ich ebenfalls Kalkgerölle finden, weshalb man annehmen muß, daß die nördlich des Drin vorkommenden Kalkmassen stellenweise bis an die Wasserscheide der Trebuni-Berge (Mali Trebunit) reichen.

Westlich von Darža bis zur Kirche Jak Mate (Fig. 19) war auf dem elenden Wege nur Serpentin zu erblicken, der hier überall steile, aber gerundete Bergformen bildet, dann kamen zirka 1 *km* westlich der Kirche Schiefer zum Vorschein, die ich als „Paläozoikum" notierte, die aber, da Boué von da Jaspisschiefer anführt, vielleicht auch zur Schieferhornsteinformation gehören.

Wo der Weg das Gamsiće-Tal verläßt, um über einen niedrigen Sattel direkt nach Lači zu gelangen, da erblickt man weiche graue Tone, Mergel und Sandsteine, die, vollkommen von allen auf der bisherigen Route beschriebenen verschieden, ganz an Wienerwaldflysch erinnern; darauf folgt ein Kalkrücken, aus dem Boué Nerineen anführt und nachdem dieser überschritten ist, lassen sich die Alluvien der Skutari-Ebene erkennen. Beiliegende Skizze (Fig. 20) bringt diese Gegend, wo der Küstenkalk das Felsentor von Vaudenjs bildet, gut

Fig. 20.



Drinmündung bei Vaudenjs.

S = Serpentin. — *F* = Flyschgesteine. — *K* = Nerineenführende Kalke. — *All.* = Alluvien der Skutariebene.

zur Geltung. — Die kleinen, zwischen Vaudenjs und Skutari bei Ašti und Bačelik aus den Alluvien emporragenden Hügel werden aus Flyschgestein gebildet und bei Skutari läßt sich endlich der Triaskalk des Rožafa-Berges erblicken.

Auf das Alter des Grünsteinlandes sowie über seine Ausdehnung soll in den folgenden Absätzen näher eingegangen werden.

Von allgemeinem Interesse scheint es mir jedoch zu sein, daß sich die kleinen aus Kreide, Eocän und Miocän bestehenden Hügel der Niederung von Skutari zu den Alluvien dieser Ebene genau so verhalten, wie die von Mrazec aus Rumänien beschriebenen oligocänen Klippen zu deren sarmatischer Decke, und ich glaube daher, daß wir in den kleinen Skutariner Hügeln nichts anderes als rezente „Klippen" zu erblicken haben. Ein Emporwölben und eine Faltung der Skutariner Alluvien würde allein voll-

kommen genügen, um alle die Erscheinungen hervorzurufen, die wir aus den Karpathen kennen, und so wie am Außenrande der Karpathen könnte man dann am Außenrande der dinarischen Züge von Rijeka in Montenegro bis Berat in Albanien, ja vielleicht noch weiterhin eine Klippenzone konstatieren.

II. Bisherige Daten zur Geologie Nordalbaniens.

Außer den bereits erwähnten geologischen Angaben sind über die geologischen Verhältnisse des ehemaligen Sandžak Novibazar und Nordalbaniens nur noch folgende Angaben veröffentlicht worden:

I. Novibazar.

Südlich des Metalka-Sattels dichter weißer Kalk mit zahlreichen Fossilien bis Han Gvozd. Hier ein Aufschluß von paläozoischen (?) Schiefern, darauf wieder Kalk bis Plevlje. Bittner erwähnt zwischen Boljane und Jezero Han rote Werfener Schiefer, bei Jezero Han Jaspisschiefer, grellgrüne Pietra verde und diabasartiges Gestein. Selbst konnte ich Jaspisschiefer 2 *km* östlich der Militärstation Gotovusa erkennen. Plevlje ist in einer Mulde gelegen, in der sich über weißen, mächtigen Lignit führenden Mergeln zwei diluviale Terrassen erkennen lassen. Durch den Lignitgehalt kann man die Mergel auf Grund von Grimmers Karte über die Kohlenvorkommen Bosniens als geradlinige Fortsetzung der im dinarischen Streichen gelegenen Kohlenvorkommnisse von Prijedor, Banjaluka, Kotor, Zenica, Sarajewo betrachten.

Gegen Podgostec lassen sich Phyllite, Tonschiefer, Sandsteine und schwarze Kiesel enthaltende braune Konglomerate erkennen. Letztere erinnern stark an gleiche Bildungen, die sich in Bosnien an der Rakite-Brücke südlich des Karolinen-Sattels auf der Chaussee Sarajewo—Gorazda finden. Aus den Mergeln von Plevlje sind von Bittner Planorben und Congerien (?) angeführt worden und gleiche Ablagerungen sind von Bijelobrdo südöstlich Višegrad in Bosnien bekannt geworden.

Von Plevlje gegen Prijepolje stehen zuerst bis Trlce Han Triaskalke an, darauf auf der Wegabkürzung in 1000 *m* Höhe schwarze und rote Hornsteinschiefer. Wo wieder die Chaussee betreten wird, ist neuerdings Kalk, am Anstiege auf die Mihajlovic Planina neuerdings Schiefer und Hornstein anzutreffen. Letzterer laßt sich bis zum Abstiege nach Jabuka verfolgen. Gegen Süden scheint dieser Schieferkomplex, der zum Teil auch Konglomerate enthält, bis Vijenac zu reichen, nach Norden dürfte er mit dem in der Fortsetzung seines Streichens gelegenen Schiefervorkommen bei Gotovuša zusammenhängen. Bei Jabuka treten neuerdings Kalke, darauf diabasartige, grüne bis violette Eruptivgesteine zutage. Weiterhin läßt sich bis Sudrup Triaskalk nachweisen und von da bis Prijepolje sind schwarze, mit Quarzadern durchsetzte, stark gefältelte Phyllite erschlossen. Bei



Prijpolje sind unten im Lim-Tale diabasartige Gesteine vorhanden, die Höhen werden von Kalkbildungen gekrönt.

Am Wege zwischen Priboj und Prijpolje sind bei Priboj Gabbros und dunkle Serpentine, ferner rote Jaspisschiefer vorhanden. Bei Banja stehen paläozoische Schiefer an. In der Nähe der Bistrica-Mündung sind wieder Jaspisschiefer, am Sokolac Hornblendgesteine vorhanden. Bei Prijpolje selbst werden von Boué und Bittner Jaspisschiefer erwähnt.

Zwischen Plevlje und Nefatara an der montenegrinischen Grenze kommen bei Vrnagora Gabbro und rotgraue Sandsteine, bei Glibači und Glibačkopolje Jaspisschiefer und graue Steinmergel (Kreide?) vor. Von Berković sind rote und grüne Schiefer bekannt geworden. Zwischen Prijepolje und Sjenica wird von Götz von der nördlichen Seite des Miloševa-Tales graubrauner, zum Teil geschieferter Kalk, von Boué Kreidekalk erwähnt. Weiter im Südosten findet Boué NNW—SSO-streichende Jaspisschiefer mit Serpentin und flyschartigen Gesteinen, zwischen Berane und Plevlje hat der Lim nach Oestreich das „Grundgebirge" erschlossen und etwas nördlich Berane ist das Flußbett noch in dem Kalke (Trias?) gelegen. Bei Berane sind jungtertiäre Flußablagerungen vorhanden. Nach Boué soll sich bei Sjenica ein Süßwasserdepot mit charahaltigen, kieseligen Kalklagen vorfinden. Zwischen Sjenica und Novibazar verquert man nach Götz zuerst Konglomeratsandstein (Verrucano?) bis zum Bache Stablje (Štavalj). Im Prekoštavlia-Bache (Stablje-Tale?) ist Boué zufolge Rudistenkreide vorhanden. Kreidekalk ist auch bei Dugopoljana und weiter im Süden bei Glogovik (westlich Novibazar) vertreten und an beiden Orten sind auch durch Boué Süßwasserablagerungen in zirka 700 *m* Meereshöhe bekannt geworden. Bei Dugopoljana konnte Boué trachytische Eruptivgesteine konstatieren. Im Ljudiška-Tale scheint Flysch vorzukommen, der angeblich die Gosaubildungen überlagert. — Zwischen Novibazar und Raška sind Serpentine, Tonschiefer und Kalke in bunter Wechsellagerung vorhanden, die der Schieferhornsteinformation zu entsprechen scheinen, und zwischen Rožaj und Sjenica wird ein Karstplateau erwähnt, in (respektive wohl unter) dem nach Boué nördlich von Rožaj und bei Uglo (Urglo) rote Werfener (?) Schiefer erscheinen sollen. Da auf beiliegender Kartenskizze Werfener Schiefer und Paläozoikum nicht getrennt wurden, sind diese Vorkommen ebenfalls als Paläozoikum ausgeschieden worden. Wiederholt ist die Strecke Novibazar—Mitrovica beschrieben worden. Götz erwähnt, daß südlich von Novibazar Kalk, von Kršan Han bis Mitrovica jedoch Serpentin auftritt. Nach Oestreich wäre bei Brgjani Han, südöstlich Novibazar und Joševik Han, nordwestlich Mitrovica, flyschartiger, rötlicher Schiefer, inzwischen aber Serpentin zu erkennen. Zwischen Banjska und Mitrovica ist nach Cvijić Serpentin und Chromeisen enthaltender Flysch vorhanden. Endlich trifft man von Novibazar nach Ribarić nach Viquesnel bei Jošanic Kreidekalk, dann Phyllit, weiterhin flyschartigen, auf der Wasserscheide von Kalkkappen überlagerten Schiefer. Dieser läßt sich bis in das Ibar-Tal konstatieren. Er wurde von Boué mit dem Werfener(?) Schiefer von Rožaj identifiziert und zwischen Ribarić und



Mitrovica fand Oestreich bei Vinarce grellrote Schiefer, die er ebenfalls als Werfener Schiefer ansprach. Der trachytische Zvečan bei Mitrovica bildet nach Cvijić, Žujović und anderen den Anfang jenes Zuges von eruptiven Gesteinen, der sich längs des Ibar nach Raška und nach Serbien hineinzieht.

2. Nördlichstes Albanien.

Von Ipek nach Rožaj trifft man nach Oestreich und Boué bei Novoselo schwarze Schiefer, dann rote bis grüne oder graue Werfener Schiefer, darüber megalodonhaltigen Dachsteinkalk, weiter oben flyschartige Schiefer, die unter die Žljeb-Kalke zu fallen scheinen; aus letzteren sind durch Boué Hippuriten bekannt geworden. Am Abstiege nach Rožaj werden wieder Kalke (Trias) verquert; Rožaj selbst liegt, wie schon erwähnt wurde, auf Werfener Schiefer. Ein Parallelprofil von Ribarić nach Crkolez zeigt nach Viquesnel vorwiegend Tonschiefer und bunte quarzhaltige Konglomerate und Schiefer, die beim Čečevo der älteren Karten von dichtem weißen Kalke überlagert werden. Bei Ištok kann man Triaskalke konstatieren.

Bei einer Besteigung des Peklen von Dečan aus trifft man auf dieselben Triaskalke wie bei Ištok, darüber findet man die Glieder der Schieferhornsteinformation entwickelt, die Spitze des Peklen wird aus kompaktem weißen Kalk gebildet (offenbar entspricht dieser dem Rudistenkalke des Žljeb). Photographien von Steinmetz läßt sich entnehmen, daß Čafa Kolčit und Čafa Merturit aus Kalken bestehen und daß gleiche Gesteine die Drin-Schlucht bei Dušmani und Fjerza bilden.

Am Übergange von Rožaj nach Gusinje und von da nach Skutari wären nach Viquesnel zuerst rote und gelbe, kieselige Sandsteine vorhanden, die westlich Dobrobuk (Buk der Generalkarte?) in Quarzit übergehen, die Sattelhöhe vor Rožaj wird von grauschwarzem Kalk gebildet (vielleicht entspricht dies den paläozoischen Kalken Ostmontenegros), weiterhin ist nach demselben Autor Nordwest bis Südost streichender Kalk und Puddingstein sichtbar. Bei Plava und östlich hiervon soll talkiger Gneis anstehen (paläozoisch oder gar kristallin), der südlich von Gusinje in Kalk übergeht. Die Höhe des Gebirges zwischen dem Plava-See und dem Drin wird von Rudistenkalk gebildet, den dann noch weiße Dolomite überlagern. Von diesem Sattel lassen sich die Rudistenkalke westwärts bis Škreli und noch weiter gegen die Drinebene verfolgen.

3. Gebiet zwischen der Metohija und dem Kossovopolje.

Die wenigen beschriebenen Wege, die dieses Gebiet verqueren, wurden bereits im ersten Teile dieser Arbeit erörtert, hier wäre daher nur die mir gegenüber gemachte mündliche Mitteilung von Professor Cvijić zu notieren, daß am Wege zwischen Mitrovica und Dresnik „Flysch"gesteine erscheinen.



4. Grünsteinland zwischen Djakovo und Alessio.

Auf dem Wege von Vau Spasit nach Djakovo treten im Gruna-Tale bis zur Sattelhöhe Diorite und Serpentine zutage, die Wasserscheide wird durch ein Plateau gebildet, das obere Hasi-Tal wird zu beiden Seiten von Kreidekalken (Boué nennt die Bastrikkalke noch „Dachsteinkalk") umgeben, der Weg selbst führt aber fast bis nach Djakovo über Diorit, Serpentin und rote Jaspisschiefer, welche, wie Boué sich ausdrückt, auf diese Weise eine bedeutende Terrainbreite vom Drin bis Djakovo zwischen den „Dachsteinkalkbergen" (rekte Rudistenkalkbergen) „einnehmen".

Der Drin scheint seinen Lauf meistens an der Grenze zwischen Kalk- und Schieferbergen zu haben, nur zwischen Dušmani und Fjerza scheint er nach Hahns Beobachtung und Steinmetz seiner Photographie ausschließlich in Kreidekalk zu fließen. Am Wege von Vaudenjs nach Oroši sind bis knapp vor Oroši vorwiegend Serpentine zu erkennen. Kalk (offenbar Kreide) läßt sich erst knapp vor Oroši konstatieren und scheint sich in das Gebiet von Lurja zu erstrecken, wenigstens ist nach Boué das untere Lurja-Tal in „Dachsteinkalk" gelegen, ebenso ist die Enge Ura Djalit durch Flözkalk geschnitten und nach Hahns Beobachtung läßt sich am linken Ufer des Schwarzen Drin vorwiegend Flözkalk, am rechten hingegen Schiefergesteine erkennen. Durch Grisebachs Notiz, daß im „Šar" bei Dibra Bleiglanz vorkommt, wird dieses bestätigt, da es hauptsächlich die paläozoischen Schiefer sind, welche in Bosnien die mannigfachsten Erze liefern. Die isolierten Berge Mnela östlich Oroši sowie die Mali Šenjt werden nach Photographien ebenfalls aus geschiefertem Kalke (Kreidekalk) gebildet (Steinmetz). So ist ungefähr durch den Schwarzen Drin die östliche Grenze des Grünsteinlandes gegeben. Nach Süden und Südwesten scheint es sich ins Mati-Tal nach Sapušare, ferner bis nach Elbassan und noch weiter gegen Süden zu erstrecken. In der geographischen Breite von Elbassan scheint sich die serpentinführende Schieferhornsteinformation, nach einer Notiz von Cvijić zu schließen, bis an das Westufer des Ohrida-Sees zu erstrecken. Die Adria hingegen scheint das Grünsteinland nirgends zu erreichen, da sich überall die aus Eocänflysch, Nummulitenkalk und Kreidekalk (?) bestehenden Küstenketten zwischen die Schieferhornsteinformation und die Meeresküste schieben.

Nummuliten und Kreidekalke sind durch Boué von Berat und dem Bergzuge Ora, ferner von Gabar Balkan bei Elbassan und von Lus Han bekannt geworden, bei Alessio und Valona sind nach demselben Autor Mte. Bolca-Fische anzutreffen und zwischen Skutari und Durazzo wurde auf Nummulitenkalk aufgelagerter Leithakalk gefunden. Inkey hebt hervor, daß Alessio auf weißem Kalke gebaut ist, während die Höhen von Durazzo ausschließlich aus Tertiär bestehen. 1865 erwähnt Boué ausdrücklich, daß Flysch nur im nördlichen küstennahen Teile (Albanie maritime septentrionale) vorkommt. „Ce n'est que sur la côte maritime de l'Albanie", sagt er an einer Stelle, „qu'on retrouve la craie inferieur de l'Europe"; und ein anderesmal wieder: „Überhaupt wird die ganze niedere Seekette von Durazzo



bis Alessio größtenteils zum Eocän gehören." Die große inneralbanesische Flysch- und Kreideformation hat daher auf diese Weise von den Karten zu verschwinden.

Mehrere, leider zum Teil jedoch ungenaue Angaben über das Innere von Albanien wurden im Jahre 1844 von Dr. J. Müller gegeben. Da diese Schrift ziemlich schwer zugänglich ist, halte ich es für angezeigt, daraus kritiklos einige Angaben zu reproduzieren. Der Žljeb? besteht nach Müller aus Granit und ebenso wird Granit zwei Stunden südlich von Djakovo unweit der Fšajt-Brücke gebrochen (zirka die Stelle, wo Oestreich Rudistenkalk vorfand). In Nordmiridita soll das Čafa-Gebirge (wohl Čafa Malit) aus Dioritschiefer und Serpentin bestehen, das südliche Čafa-Gebirge wird angeblich aus rotem Sandstein und Gipsmergel gebildet. Die Stadt Oberdibra ist auf einem Kalkfelsen gelegen. Der Kern des Miriditen- und Dibra-Gebirges wird jedoch aus Glimmerschiefer und Chloritschiefer aufgebaut. Interessant ist, daß Müller auf seiner Karte die erst von Steinmetz wieder hervorgehobene Mnela als den kulminierenden Punkt des Lurja-Gebietes zeichnet.

5. Das zwischen Drin und Tetovo gelegene Gebiet.

Der von Prizren gegen Südwest verlaufende Weiße Drin und der Schwarze Drin bis an die Einmündung der Čajlana einerseits, die Tetovo-Niederung anderseits begrenzen ein Gebiet, das sogar geographisch nur in seinem nördlichen Teile bekannt, hier einen äußerst unregelmäßigen Bau aufweist und, wie schon im ersten Teile erwähnt wurde, aus zwei, manchmal durch Querriegel verbundenen Höhenzügen besteht. Als nordwestlicher Zug lassen sich Gjaliča, Koritnik, Cviljen und der Hodža Balkan bis zum Dumlak zusammenfassen, der südliche Zug wird vom eigentlichen Šargebirge gebildet. Das wenige, was über die Bergriesen dieses Komplexes bekannt ist, wurde bereits gesagt und so wäre hier denn nur noch zu erwähnen, daß nach Boué auch Gjaliča und Koritnik aus „Dachsteinkalk" (Kreide?) bestehen. In welchem Verhältnisse aber die Cviljenkalke zu den Bastrikkalken stehen, ob sie diese unterteufen oder, was mir wahrscheinlicher erscheint, längs eines Bruchrandes berühren, das konnte bis jetzt noch absolut nicht entschieden werden.

6. Weitere Angaben.

Außer den erwähnten Angaben konnte ich folgende, zum Teil von Laien stammende, nicht publizierte Daten erhalten:

1. Nördlich von Tirana befindet sich ein ausgedehntes verkarstetes Gebiet.

2. Bei Nerfuša soll Steinkohle (wohl jungtertiärer Lignit) zutage treten.

3. Östlich der Mali Kalmetit, an deren Nord- und Südende mir Angaben über das Vorkommen von Massenkalk gemacht wurden, ist ein „rötliches Schichtgestein" zu erkennen und bei Delbiništ, südlich Alessio, soll sich dieses Gestein an eine schmale Flyschzone und



dieser wieder an Kalk schmiegen. Dieselbe Anordnung soll auch nächst der „rötlichen Felswand“ von Kroja vorkommen. Ich vermute, daß wir es hier, da das „rötliche Schichtgestein“ felsbildend auftritt, mit Jaspisschiefer, Eocänflysch und Kreidekalk zu tun haben. Es würde sich auf diese Weise das von Vandenjs bekannte Profil einfach bis nach Kroja verfolgen lassen und die Westgrenze des Grünsteinlandes, respektive die Ostgrenze der Küstenketten bezeichnen.

4. Im Gebiete Ochrida de Mati (kirchliche Bezeichnung für das Hochlandgebiet des Erzbistums Durazzo) Ton, brüchiger Schiefer, Steinkohle, verschiedene Erze, speziell Steinkohle bei „Mali Dalti“ und „Here“.

5. Die ganze zwischen dem Drin und der montenegrinischen Grenze gelegene Gegend besteht aus hellem, oft sehr deutlich geschichtetem Kalke, so:

a) das Tal Boga bei Škreli*
b) Čafa Sahatič
c) Nikaj-Tal bei Ljum i zi und am Šala-Fluß*
d) Smutirog
e) der Kom
f) der obere Teil des auf der Spezialkarte von Montenegro eingezeichneten Tales Limbarja
g) die Mojan-Alpe
h) die zwischen Gruda und Suka Gruds gelegene Gegend*
i) die Gegend bei der Pfarre Trabojna
k) Cem Selče
l) die Schlucht des Cem*
m) die Selče-Gegend
n) die Grenze zwischen Čafa Štogut und Boga Škreli
o) der Aufstieg auf die Čafa Šošit
p) der obere Teil von Kastrati
q) die Mokra bei Merturit
r) das Drintal bei Guri Merturit
s) die Umgebung des von Boué erwähnten Alpensees Lićeni Gštars*.

6. In dem zwischen Ohrida Elbassan und dem südlichen Drin-Ufer gelegenen Gebiete herrschen gerundete Hügelformen vor. Kalkberge sind selten. Als Orte, wo Kalk vorkommt, sind zu bezeichnen:

a) der Berg bei Kroja*
b) eine kleine Stelle westlich der Mündung des Rubigo-Baches in die Fani (bei Bulgari)
c) das Hochplateau Mali Šenjt bei Oroši
d) talaufwärts des Ortes Oroši werden die überragenden Höhen aus Kalk gebildet, talabwärts trifft man auf weicheren Schiefer
e) die bischöfliche Residenz in Oroši steht auf Kalk
f) Mali Šenjt und Mali Šelbunit besteht ebenfalls aus Kalk

* An den mit einem Sterne (*) bezeichneten Lokalitäten ist eine ausgezeichnete Schichtung des Kalkes zu erkennen.



g) die bei Lurja als Guli kuć beschriebene Gegend
h) beim Kloster Prozromos am Devol
i) bei Zrkjan läßt sich auf Schieferterrain mit gerundeten Formen eine Kalkdecke erkennen
k) Kalk kommt ferner vor nördlich Ljabinoti siperme
l) westlich Nĕsta
m) an den Quellen der Mati, südöstlich von Istivić, woselbst er ein größeres Gebiet einnimmt
n) südwestlich von Grajke
o) bei Dibra
p) am schwarzen Drin westlich Lukova.

7. Den Charakter eines aus Schiefern und aus anderer, zu gerundeter Bergform verwitternden Materie aufgebauten, zum Teil bewaldeten Mittelgebirges zeigen besonders folgende Gegenden:

a) Kalmeti
b) die Gegend bei Bulgari
c) die Landschaft Matja (niedere gerundete Hügel)
d) Fani-Tal bei Reŝeni
e) der Arsen-Bach (hier kommt jedoch auch Felsenbildung vor)
f) die nordwestlich Perlataj gelegene Gegend
g) die Mali Selita
h) Selita siperme, die Gegend bei der Kula Matjes
i) Teile der südlich Guli kuć gelegenen Gegend Lurja
k) Vockop, nordwestlich von Korica
l) Kamia (wo auch Konglomeratschichten vorkommen)
m) die Gegend, wo der Tomor in den Devol mündet (weiche Schiefer)
n) die Gegend bei Driza am Devol
o) ebenso sind Schiefer in der Gegend des Devol-Knies vorhanden
p) endlich nordöstlich von Elbassan, zwischen Ljabinoti siperme und Orhenja
q) Čafa Luzjas (westlich Djakovo).

Obzwar nur äußerst vag und geologisch wenig verwertbar, glaubte ich doch obige Angaben vollinhaltlich wiedergeben zu müssen und dies deshalb, weil die Kalkvorkommen absolut sichergestellt sind, die Gegend sonst total unbekannt ist und es absolut ungewiß ist, wann wir über diese Gebiete bessere geologische Daten bekommen. Wie ich diese Kalkvorkommen, die in der Regel die höchsten Berggipfel bilden, deute, ist aus der geologischen Karte zu entnehmen. Zu dieser allerdings problematischen Deutung fühle ich mich nämlich hauptsächlich durch Steinmetz' Photographie der Mnela, meine Beobachtungen am Baŝtrik und durch Vergleiche von Photographien von Oroŝi mit der Topographie der dortigen Gegenden bewogen.

III. Zusammenfassung.

(Hierzu die geologische Übersichtskarte Tafel IV.)

Als tiefstes Glied ließen sich, wie aus beiden vorigen Abschnitten hervorgeht, kristalline Schiefer der oberen Gruppe: Phyllite, quarzitische Schiefer und Grünschiefer konstatieren. Auf diese folgen die Prizrenschiefer, die weniger Metamorphose zeigen, und ein noch höheres Glied wird durch die Kalktone der Crnoljevaberge gebildet. Die Stellung der bunten Schiefer von Vešal läßt sich noch nicht ganz fixieren; in Anbetracht dessen aber, daß im Jezerce—Budakova-Profil zwischen den kristallinen Schiefern und den Prizrenschiefern rote bis grüne Sericitschiefer sichtbar waren, daß ferner die bunten Schiefer von Vešal stärkere Metamorphose zeigen als die Prizren- oder Crnoljevaschiefer, glaube ich, daß sie zwischen die obersten kristallinen Schiefer und die Prizrenschiefer gehören.

Auf die Gruppe alter, jedoch wenig metamorpher Schiefer, die sich so wie in Bosnien und Montenegro auch bei Prizren durch das Vorkommen von Quarzporphyr auszeichnet, lagern bei Prizren rote bis weiße massige Kalke unbekannten Alters. Leider gelang es mir vorläufig nirgends selbst das Verhältnis der Cviljenkalke zu dem nächst höheren Gliede, zu den Hornsteinschiefern und den sie begleitenden Serpentinen, zu konstatieren und so sind wir denn bei der Altersbestimmung dieser Bildungen nur darauf angewiesen, daß ich bei Brut die Jaspisschiefer und Serpentine unter dem Rudistenkalke vorfand, und darauf, was andere Geologen aus den angrenzenden Gebieten berichten.

Da die Hornsteinschiefer und die sie begleitenden Gesteine in unserem Gebiete eine ganz hervorragende Rolle spielen, ist es trotz der wenigen stratigraphischen Anhaltspunkte unerläßlich, sie eingehend zu erörtern.

Stellung der Jaspis und Serpentin führenden flyschartigen Schiefer.

Serpentin und Jaspisschiefer sind vor allem von Priboj aus der Gegend zwischen Mitrovica und Novibazar bekannt geworden. Aus dem Ibar-Tale von Mitrovica nach Rudnica wird von Boué von SSW nach NNO nacheinander angeführt:

1. Kompakter Kohlenkalk (Fallen SO ∢ 45°)
2. Tonschichte
3. Serpentinbreccie
4. geschichteter echter grauer und roter Kalk (Fallen SW)
5. Serpentin
6. rote und gelbe Schiefer
7. gehärteter Schiefer
8. Euphoditbreccie
9. Schiefer
10. weiße und gelbe Kalkbreccie
11. gebrannter Schiefer (Streichen NS)
12. Anthracitschiefer
13. gelber Sandstein
14. Serpentinbreccie
15. Schiefer
16. grauer und roter Kalk
17. amphibolitische Breccie
18. Euphodit
19. gebrannter Schiefer



20. Kalkbreccie
21. feldspatige, respektive schalsteinartige Breccie
22. Sandstein
23. roter gebrannter Schiefer
24. grüne glänzende Schiefer
25. Schalstein
26. gebrannte Schiefer
27. Schiefer und graue Sandsteine (wechsellagernd)
28. geschichteter grauer Kalk
29. Schiefer
30. Sandstein
31. grauer kristalliner Kalk

Zwischen Mitrovica und Banjska tritt nach Cvijić Serpentin und Chromeisenerz enthaltender „Flysch" zutage, bei Priština werden Tonschiefer und Jaspisschiefer, bei Janjevo nach Hofmann mächtige Serpentinstöcke getroffen, bei Stradža läßt sich wieder nach Cvijić der Serpentin im Schieferton und Sandstein, aber auch in einem dichten bläulichen Kalke konstatieren. Von dem südlich des Šar, zwischen Vardar und Lepenac gelegenem Mittelgebirge erwähnt Oestreich nach NNO bis NO fallende Schiefer und feine Konglomerate, über denen Kalke und Chromeisenerz führende Serpentine liegen. Nach Cvijić würden diese serpentinhaltigen Schiefer gegen Osten an eine Bruchlinie stoßen. So können wir in Albanien eine Schiefergruppe konstatieren, in der massenhaft Serpentinvorkommen erscheinen. Aber aus keiner der bisher zitierten Beschreibungen läßt sich das Liegende oder das Hangende dieser Schieferformation entnehmen.

Der Peklenabhang bei Dečan bietet das einzige Profil, wo unten rote und gelbe Triaskalke, darauf rötliche Schiefer und Konglomerate, zu oberst Rudistenkalke liegen. Leider scheinen aber hier in der Schieferlage Jaspise und Serpentine (wenn auch vielleicht nur lokal) zu fehlen.

So sind wir denn bei der Altersbestimmung der albanesischen serpentinhaltigen Schiefer völlig auf die Arbeiten Philippsons, Tietzes und Katzers, Fuchs' Notiz über die Insel Euböa und auf Renz seine Notizen gewiesen. Da sich die Serpentinschieferformation des Drin bis an den Ohrida-See verfolgen läßt und nicht weit südlich davon von Philippson vollkommen gleiche Bildungen beschrieben werden, anderseits die serpentinhaltigen Schiefer zwischen Kačanik, Mitrovica und Novibazar mit den Serpentinen und Jaspisschiefern des östlichen Bosniens zusammenzuhängen scheinen, glaube ich vor allem ihre Gleichaltrigkeit mit den griechischen und bosnischen Vorkommen annehmen zu dürfen und dies um so mehr, als ganz ungeheure Massen von Serpentin alle diese drei im selben Faltensysteme liegende Regionen charakterisieren.

Das angeblich nachneokome Serpentinvorkommen, das Abel aus dem Flysch des Tullner Beckens beschreibt, glaube ich wegen seiner sehr weit abseits gelegenen Stellung unberücksichtigt lassen zu müssen[1]). Über den serpentinführenden Flysch Nordostbosniens sagt Katzer in seiner die geologischen Kenntnisse Bosniens zusammenfassenden Arbeit, daß der Malm mit der Serpentinzone des älteren Flysches in Verbindung steht und daß das Tithon auf den Gesteinen

[1]) O. Abel. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. LIII. Band, pag. 108.

der älteren Flyschserie aufliegt. Im geologischen Führer durch Bosnien werden die serpentinhaltigen Flyschschiefer auf pag. 19, 26 und 99—106 noch einmal besprochen.

Auf pag. 19 des letztgenannten Werkes steht folgendes zu lesen: „... Hier (bei Olovo) werden die (nach einer vorläufigen Bestimmung A. Bittners) anscheinend der karnischen Stufe angehörigen, ziemlich fossilreichen, hellen Kalke von einer mächtigen Gesteinsreihe unterlagert, bestehen aus Tuffiten, Tuffsandsteinen, Jaspisen u. dgl., welche mit diabasischen und melaphyrischen Eruptivgesteinen und Serpentin im Verbande stehen. Sie werden von Kalksteinen der Muschelkalkserie unterlagert und entsprechen somit annähernd den Wengener Schichten. .... Diese Entwicklung des Trias kehrt in Bosnien auch an anderen Orten wieder." Auf pag. 26 wird die Möglichkeit betont, daß andere Teile der Serpentine enthaltenden Flyschschiefer zur Kreideformation gehören. In der Gegend südlich von Kladanj tritt nämlich ein fossilreicher Kreidezug von grobklastischem Habitus, der sich gegen Süden an Serpentine, Gabbros, Diabase und Tuffite anschließt, die „älter als kretazisch sind und mindestens dem Jura angehören. Im Gegensatze zu diesen gewiß nicht kretazischen Tuffen und Eruptivgesteinen „muß man jedoch die petrographisch gleichen Gesteine Nordbosniens doch so lange zur Kreide zählen, als für die mit ihnen engstens verknüpften Sedimente ein anderes Alter nicht erwiesen wird. Leider haben die Schichtgesteine bisher keine entscheidenden Petrefakten geliefert; aber es muß bemerkt werden, daß die wenigen, namentlich in den Mergeln und Sandsteinen gefundenen Reste, insbesondere die Fucoiden etc., wirklich auf Kreide zu deuten scheinen". Ausführlich wird in der erwähnten Arbeit ferner das Vorkommen von Tuffiten, Jaspisschiefern etc. bei Doboj beschrieben und sein voreocänes Alter festgestellt. Kittl meint in der Umgebung von Sarajewo die flyschähnlichen jaspishaltigen Schiefer als Jurakreide fixieren, aber auch ein triasisches Jaspisniveau erkennen zu können. Über die montenegrinischen Jaspisschiefer, die Tietze als Werfener Schiefer erwähnt und die vielleicht eine nördliche Fortsetzung der gleichen Bildungen des Miriditenlandes sind, ist weiter relativ wenig bekannt geworden und Bukowski hat erwähnt, daß gleiche Hornsteine in Süddalmatien das Niveau des Muschelkalkes charakterisieren. Vinassa de Regny scheidet auf seiner geologischen Karte der betreffenden Gegend eine Formation aus, die er als „paläozoische Schiefer (zum Teil Eocänflysch)" bezeichnet. Auch über diese sonderliche Nomenklatur geben Bukowskis Arbeiten Aufschluß, da aus ihnen hervorgeht, daß der Werfener Schiefer oft Flyschcharakter anfweist. Betont soll hier werden, daß in den nummulitenführenden eocänen Kalken und Flyschgesteinen der dalmatinischen Küste Serpentine und Jaspisschiefer vollkommen fehlen.

1895 unterscheidet Philippson in einer gegen Hilber gerichteten polemischen Arbeit in Nordgriechenland von oben nach unten:

Nummulitenführenden Eocänflych, eocän-kretazische Pinduskalke, Glieder der Schieferhornsteinformation.

Letztere wird als aus Tonschiefer, Sandsteinen, tuffartigen Konglomeraten, bunten Hornsteinen und Gabbros aufgebaut beschrieben. Dieselbe Schichtfolge wird 1897 in seinem Buche über Thessalien und Epirus ausführlicher besprochen und es wird unter anderem für Epirus und Zygos folgende Gliederung gegeben:

Epirus		Zygos	
oberer / unterer	Flysch	oberer / unterer	Oligocän
Plattenkalk mit Hornstein		Plattenkalkreste	Eocän
Schieferhornsteinformation		Rudistenkalk	Kreide
mesozoische Kalke unbest.		Serpentin, Schiefer, Hornstein	Kreide
Hornstein		—	Jura
Liaskalk		—	Jura

Im Comptes rendus des internationalen Geologenkongresses von 1903 wird diese Klassifikation dahin zusammengefaßt, daß in Griechenland auf helle Liaskalke ein aus Hornstein, Tonschiefer, bunten silifizierten Sedimenten und Kalk bestehender Komplex folgt, der bis an die untere Grenze des Eocäns reicht.

Nun liegt aber im Peloponnes die Schieferhornsteinformation unter den von Philippson mit den Pinduskalken identifizierten Olonoskalken, die Renz durch Fossilfunde als tradisch erkannte, wodurch sich das triadische Alter der Serpentine im Peloponnes feststellt. Die stärkere Störung, die die Hornsteinschiefer auf Euböa der Rudistenkreide gegenüber aufweisen, erinnert an dieselben Verhältnisse in Dalmatien (Bukowski 1896).

Ich glaube daher — daß trotz der vollkommen gegenteiligen Annahmen Martellis für das östliche Montenegro — der Hornsteinformation Albaniens mittel- oder altmesozoisches Alter zukommt und glaube, um ihre Differenz von dem von großen Serpentinstöcken freien Flysch der Küstenketten und des Wiener Waldes klar zum Ausdrucke zu bringen, für sie und für die gleichen Bildungen Bosniens den Namen „Flysch“ aufgeben und wegen Prioritätsgründen den von Philippson 1895 vorgeschlagenen Namen Schieferhornsteingruppe anwenden zu müssen[1]).

Wie sich hierzu die großen Serpentin und Jaspis führenden „Flysch“-Gebiete des Apennin, die Martelli mit dem Südosten Montenegros vergleicht, verhalten, darauf soll an dieser Stelle absichtlich nicht näher eingegangen werden.

Von nachkretazischer Ablagerung wäre der Eocänkalk bei Dresnik noch einmal zu erwähnen, sowie daß die noch jüngeren Ablagerungen, etwaige Moränen und fluviatile Schotter ausgenommen, jetzt nur in den Einbruchbecken liegen.

[1]) Katzers Bezeichnung Tuffit- und Jaspisschichten datiert vom Jahre 1903.

Auf diese Weise ließen sich für das nordalbanesische Gebirge im großen und ganzen folgende Formationen unterscheiden:

Kristallinische Schiefer.

Bunte Schiefer (bei Vešal).

Untere Tonschieferformation (Paläozoikum, Perm, Werfener Schiefer).

Triaskalk.

Schieferhornsteinformation (Serpentin-Niveau).

Rudistenkreide.

Eocän (Nummulitenkalk und Nummulitenflysch).

Neogen.

Durch die Feststellung dieser Reihe war eine Koordination der verschiedenen Routenbeschreibungen möglich geworden und so konnte denn auch der Versuch riskiert werden, eine geologische Karte des besprochenen Gebietes zu konstruieren. Wie wenig Anspruch auf Genauigkeit jedoch dieser Versuch machen kann, geht wohl am besten aus der Betrachtung der geringen Anzahl der geologisch beschriebenen Wege hervor, die eben deshalb auf der Karte eigens ausgeschieden wurden.

In einem Hinweise auf die bisherigen Karten kann aber dieser wohl fast zu kühne Versuch vielleicht seine beste Begründung und Rechtfertigung finden. Zu erwähnen wäre dabei höchstens noch, daß außer den zuvor beschriebenen Strecken vom Verfasser selbst noch die Route Metalka—Plevlje—Prijepolje begangen wurde, und Verfasser glaubte recht zu tun, die von ihm selbst zurückgelegten Wege durch stärkere Bezeichnung noch besonders zu markieren. Für die außerhalb Albaniens und des ehemaligen Sandžaks Novibazar liegenden Gebiete wurden fremde Karten zu Rate gezogen, und zwar wurde Makedonien nach Cvivjić' Karte von 1903, Ostmontenegro nach Vinassa de Regny (1903), der übrige Teil nach der „Carte géologique internationale l'Europe (Berlin, D. Reimer) gezeichnet. Es schien mir diese Einzeichnung nötig, um damit gar manche Ausscheidungen in Albanien selbst zu motivieren.

War es schon nur in allergröbsten Umrissen möglich, die geologische Karte sowie die Stratigraphie von Nordalbanien zu fixieren, so läßt sich dies in noch höherem Maße von der Tektonik sagen, denn tektonische Studien ohne stratigraphische Grundlage sind ja an und für sich ein verfehltes Unternehmen und es wäre mir daher überhaupt nie beigekommen, jetzt schon etwas über die Tektonik Nordalbaniens zu publizieren, wenn nicht bereits von Professor Cvijić eine „Die dinarisch-albanesische Scharung“ betitelte Arbeit vorliegen würde.

Sich auf einige Angaben Boués und Viquesnels, vermutlich aber noch mehr auf die in der Generalkarte niedergelegte Topographie der Gegend stützend, hat Professor Cvijić die Behauptung auf-



gestellt, daß sich sämtliche aus Bosnien und Südalbanien kommende Faltenzüge, die Küstenketten ausgenommen, im Drin-Gebiete gegen Südost, respektive Nordost wenden, sich um die Metochia-Gegend schmiegen und so scharen. Zu untersuchen, wie weit sich diese Hypothese mit den bisherigen Originalangaben deckt und wie weit sich ein Zusammenhang zwischen unserem Gebiete und weiter im Norden oder Süden liegenden Gebieten nachweisen läßt, dies ist noch der Zweck der folgenden Zeilen.

Nach Cvijić wäre zwischen Cattaro und Cetinje ein kulissenartiges Umschwenken der Falten nach Nordost zu konstatieren. Ob diesem Nordost-Streichen jedoch mehr als lokale Bedeutung zukommt, möchte ich bezweifeln. (Vgl. die geologische Karte in Bukowskis Arbeit im Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1901.) Nordöstlich Podgorica, also nicht weit von der Gegend, wo Vinassa de Regny NW—SO-Streichen einzeichnet, soll nach Cvijić ebenfalls NO—SW-Streichen vorherrschen; ebenso wird am Rošafa-Berge NW-, respektive SO-Fallen angegeben und gleiches Streichen soll nach Cvijić die ganze nordöstlich von Skutari gelegene Gegend zeigen. Zwischen dem Skutari-See und der Adria ist hingegen auch nach Cvijić NW—SO-Streichen vorhanden. Im Gegensatze zu Vinassa de Regny, der überall in der Gegend des Hum und Kom NW—SO-Streichen einzeichnet und ganz besonders betont, daß nur das orographische Streichen SW—NO-Richtung aufweist, findet Cvijić an der Cijevna in Montenegro NW-Fallen. Hassert erwähnt zwar (auf pag. 17) für die paläozoischen Schiefer des östlichen Montenegros vorwiegend südwestlich-nordöstliches Streichen, nach Tietzes Messungen würde sich jedoch daselbst vorwiegend (pag. 13, 14, 15, 17, 19 seiner geologischen Übersicht von Montenegro) NW—SO- oder N—S-Streichen zeigen.

Das Streichen bei Dresnik (NO—SW) genügt Cvijić, um eine ONO—WSW streichende Verbindung quer über Nordalbanien herzustellen. Daß weiter im Osten überall meridionales Streichen vorherrscht, ohne daß sich jedoch irgendein Bruch nachweisen ließe (Viquesnels Lapušnikprofil!), daß Viquesnel und Oestreich ferner übereinstimmend aus dem Dreiecke Dečan—Rožaj—Gusinje vorwiegend NW—SO-Streichen anführen, wird nicht beachtet. Messungen, die scheinbar für Cvijić sprechen, liegen vom Viquesnelschen Übergange Novibazar—Ipek vor, jedoch wird außerdem auch jedes andere beliebige Streichen angeführt und ich konnte auf dem Übergange Ferizović—Prizren vorwiegend NW—SO-, respektive WNW—OSO-Streichen konstatieren. Bei Prizren konnte ich vorwiegend NW—SO bis O—W-Streichen finden und so läßt sich auch dieses nicht mit Cvijić' Scharung in Einklang bringen. Nur zwischen Prizren und Puka (von wo, nebenbei bemerkt, Cvijić, als er seine Hypothese aufstellte, keine Angaben vorlagen) konnte ich in einem sehr gestörten Gebiete vorwiegend O—W-Streichen finden. Am Nordostende des Šar (Ljubeten-Gegend) erwähnten Cvijić und Petkovic aus dem Lepenac-Defilee NW—SO-Streichen und ebenso von Stradža. Von Ljubeten erwähnt Petkovic vorwiegend NO—SW-Streichen, aus der Kobilica-Gegend sind durch Viquesnel und mich O—W-, NW—SO-, NO—SW-Streichen bekannt geworden.

Am Baštrik ist, Skodža ausgenommen, nirgends NO—SW-Streichen vorhanden; auch Boué sagt nur: „chêne de calcaire courant de NE à SO“. Cvijić und ich konnten nur O—W-, respektive NW—SO-Streichen konstatieren. Südlich der Kalkandele—Grupšin—Üsküb-Senke ist O—W-Streichen, in der Begova von Oestreich NW—SO- und bei Gostivar endlich NO—SW-Streichen nachgewiesen worden, das scheinbar bis in die geographische Breite von Monastir anhält. In der Rogozna fanden bisher alle Reisenden zirka NW—SO-Streichen und südlich unseres Gebietes zeigt die Galičica wieder NW — SO-Streichen.

Die Verhältnisse zwischen Elbassan—Ohrida- und dem Prizren —Skutari-Weg sind bis heute unbekannt, die Küstenketten südlich Vaudenjs zeigen jedoch mehr oder weniger regelmäßig NNW—SSO tektonisches Streichen. Wie man sieht, ist das Schichtstreichen allenthalben sehr verschieden. Aus dem Gesagten ist, wie mir scheint, jedoch evident, daß bis jetzt vollgültige Beweise einer solchen tektonischen (nicht orographischen!) dinarisch-albanesischen Einschwenkung der Züge, wie sie Cvijić 1901 auf der dem Sitzungsberichte der Wiener Akademie beigefügten Karte abbildet, vollkommen fehlen, ja daß sogar die spärlichen, bis dato bekannten Daten zum mindesten ebensosehr gegen, als für die Existenz einer solchen Scharung angeführt werden könnten. Am besten ist dies übrigens auch aus den auf der beigefügten geologischen Kartenskizze eingetragenen Fallwinkeln zu entnehmen.

Die Berufung auf die angebliche Verschiedenheit der petrographischen und daher auch morphologischen Entwicklung der nördlichen dinarischen und südlichen albanesischen Züge, die Cvijić auch als Argument für die Existenz seiner (von der nach Katzer in Bosnien bemerkbaren Scharung verschiedenen) dinarisch-albanesischen Scharung anführt, ist schon von Philippson besprochen und so ziemlich entkräftet worden. Ich glaube daher die Hypothese einer dinarisch-albanesischen Scharung im Sinne von Cvijić, trotzdem ich selbst bei Brut und bei Brdeti O—W-Streichen gemessen habe, zurückweisen zu müssen, und sehe mich genötigt, unsere sichere Kenntnis der Tektonik Inneralbaniens durch ein Ignoramus zu charakterisieren.

Wer es aber schon nicht lassen kann, sich tektonischen Spekulationen hinzugeben, der sei auf folgende von Oestreich und Katzer und anderen stammenden Angaben gewiesen. Oestreich (1902, pag. 93): „Bei dieser Gelegenheit sei des alten von Grisebach stammenden Vergleiches der makedonisch-thrakischen Urgebirgsmasse mit dem französischen Zentralplateau gedacht, wo gleichfalls zwei alte Faltungsrichtungen, die armorikanische und variscische, sich kreuzen, und alsdann ist es leicht zu verstehen, daß auch hier auf so engem Raume zwei Richtungen nebeneinander bestehen können, die Nordwest—Südostrichtung der Šar—Begowa-Antiklinale und die Südwest—Nordost- oder Westsüdwest—Ostnordostrichtung des Kaimakčalan...... Vielleicht daß beide Richtungen auf eine größere Strecke ineinandergreifen.“

In einem mir zur Verfügung gestellten höchst wertvollen Manu-



skripte Burgersteins[1]) über die geologischen Verhältnisse des makedonischen Beckens und der albanesischen Küstengebiete (Wien 1884) wird auf pag. 12 angeführt, daß wir in dem zwischen Vardar und Adria gelegenen Gebiete „zwei Hauptrichtungen des Schubes zu unterscheiden haben. Eine bringt Faltung in der Richtung NO—SW hervor und erzeugt NW—SO oder N—S streichende Brüche, eine zweite (vielleicht jüngere) Schubrichtung richtet die NW—SO oder NNW—SSO streichenden Schichten auf und bewirkt NO—SW oder ONO—WSW streichende Brüche“. (Gesperrter Druck von mir.)

Katzer (1904) sagt, vom Bosna-Ufer bei Doboj redend, pag. 105 folgendes: „Das Streichen der Schichten, welches am rechten Bosna-Ufer nordwestlich bis westlich ist (Fallen in NO—N), wendet sich hier nach Südwest und das Einfallen, welches unter Šušujari nach SO gerichtet war, wird beim Straßenkilometer 179.5 kopfständig und von da ab gegen Bukovica nordwestlich, um oben am Suhevoda-Plateau jedoch abermals nach NW umzuschlagen. Es ist dies ein Beispiel jener in ganz Bosnien wiederkehrenden Durchkreuzung der nordwestlich streichenden dinarischen mit der nach Nordosten streichenden thrakischen oder albanesischen Faltung, welche letztere jedoch bei Doboj nur untergeordnet zur Geltung kommt.“ (Letzter Satz von mir gesperrt.) Ausführlicheres hierüber auf pag. 62 des von Katzer verfaßten geologischen Führers durch Bosnien und die Herzegowina (Sarajewo 1903), woselbst hervorgehoben wird, daß die albanesische Faltung die ältere sei und zumal im Westen (in der Herzegowina) von der jüngeren dinarischen Faltung verwischt werde Auch Kittl vermag in der Umgebung von Sarajewo NW—SO und SW—NO Störungslinien unterscheiden (Kittl loc. cit. pag. 650). Vielleicht ist es nicht unzweckmäßig, hier auf das rein dinarische Streichen der im Westen gelegenen nordalbanesischen Küstenketten und das bald dinarische, bald aber albanesische Streichen des östlich gelegenen Šargebirges zu verweisen. Dadurch, daß in Katzers dinarisch-albanesischer Scharung ein älteres, im Osten gelegenes Faltensystem von einem jüngeren westlichen gekreuzt wird, ist diese Scharung von Cvijić seiner dinarisch-albanesischen Scharung der Metochia-Gegend, die bloß ein Ostwärtsschwenken gleichwertiger Falten darstellt, streng zu unterscheiden.

Auf die Katzersche dinarisch-albanesische Scharung ist wohl auch jene Angabe Deprats zurückzuführen, daß in Nordeuböa pyrenäisches (sic!) NW—SO-, in Südeuböa hingegen hercynisches (sic!) NO—SW-Streichen vorherrscht, wie dies aus seiner im Bull. Soc. géol. France 1903 publizierten geologischen Karte von Euboea hervorgeht. Noch klarer hat sich dies bezüglich Neumayr geäußert, der hervorhebt, daß sich Westgriechenland aus N—S streichenden

[1]) Für Überlassung dieser Arbeit fühle ich mich Burgerstein gegenüber zu aufrichtigstem Danke verpflichtet.



Falten aufbaut, während wir in Ostgriechenland ein älteres NO—SW, respektive O—W streichendes Faltengebirge vor uns haben, das durch NNW—SSO, respektive NW—SO streichende Brüche zerstückelt und durch einen von Westen kommenden Druck zum Teil sogar umgefaltet wurde.

Was den aus dem Kartenentwurfe sichtbaren Zusammenhang unseres Gebietes mit anderen geologisch besser bekannten Teilen betrifft, so wäre folgendes zu erwähnen: Im äußersten Westen ist ein Kreidekalk und Nummulitenflyschzug zu erkennen, den wir von Cattaro nach Antivari, von dort über Vaudenjs bis Elbassan und mit Sicherheit erst wieder in Epirus und Nordgriechenland wiedererkennen können. Aus dem über die Schieferhornsteinformation Gesagten geht klar hervor, weshalb ich nicht in der Lage bin, Cvijić' „albanesische Flyschzone" zu akzeptieren.

Am äußersten Ostrande des besprochenen Gebietes haben wir längs der Linie Novavaroš—Mitrovica—Üsküb einen Zug der Hornsteinschieferformation entwickelt, der bei Priboj beginnt, bei Mitrovica eine große Entwicklung erreicht, scheinbar auch bei Janjevo vorkommt und seine Fortsetzung bei Neredinje und im Raume zwischen Lepenac und Vardar findet.

Das Paläozoikum von Prijepolje, ferner das des Lim-Tales, dann der große paläozoische Aufschluß von Andrijevica, die NW—SO streichende Crnoljeva-Synklinale, das Paläozoikum zwischen Prizren—Blać und dem rechten Ufer des Schwarzen Drin, ferner das Vorkommen an der Golešnica Planina sowie südlich der Černa bilden eine weitere fast kontinuierliche Zone, die sich im Süden infolge der eingeschalteten kristallinen Schiefern des Šar, der Suha gora und den kristallinen Schiefern bei Kruševo in zwei Äste gabelt. In dieser kristallinen Mittelzone lassen sich (vorläufig allerdings nur bei Prilip, Kruševo und am Šar) granitische Intrusionen erkennen. Es scheint dieser Zug kristalliner Schiefer die Zentralzone der dinarischen Falten zu repräsentieren. Als Fortsetzung der Triaskalke von Plevlje und der Peštera sind wahrscheinlich die Kalke bei Ipek—Dečan, jene des Cviljen sowie jene der Karadžica Planina zu deuten; östlich des Ohrida-Sees sowie an den Bergen von Ljuma werden die paläozoischen Schiefer und die Hornsteinschiefer von Kreidekalken überlagert, die ihre Fortsetzung wohl im Rudistenkalke der Prokletija, des westlichen Montenegros und der Herzegowina finden. Zwischen den Kreidekalken von Ohrida und Ljuma einerseits und dem Eocän der kretazischen Küstenketten anderseits ist das große zur Schieferhornsteinformation gehörige Grünsteinland Grisebachs gelegen, welches sowie die Ohrida-Rudistenkalke im Pinduskalke selbst wohl seine Fortsetzung in den südalbanesisch-epirotisch-griechischen Serpentinmassen findet. Als Fortsetzung der ostalbanesisch-rascischen Schieferhornsteinformation kann vielleicht die ostbosnische serpentinhaltige „Flyschzone" gedeutet werden.

Wenn Philippson die Behauptung aufstellt, daß die Flyschzone von Epirus unter der Adria versinke, so glaube ich mich dem, wegen der geringen Breite der Flyschzone bei Vaudenjs, ohne weiteres anschließen zu müssen. Den von Cvijić betonten Zusammenhang



des Skutari- und Metochia-poljes mit der Einbuchtung der Adria sehe ich mich, wie aus Gesagtem hervorgeht, jedoch genötigt, in Abrede zu stellen.

Wieso überhaupt das angebliche ostwärts gerichtete Einschwenken der Züge östlich des Skutari-Sees den Umriß der Küste beeinflussen soll, wo die einschwenkenden Züge doch nach Cvijić selbst von der zu beeinflussenden Küste durch einen Riegel NW—SO streichender Falten getrennt werden, das wäre mir übrigens sogar dann, wenn die nicht vorhandene dinarisch-albanesische Scharung tatsächlich existieren würde, vollkommen ein Rätsel. Ob aber nicht an dieser Stelle eine durch tektonische Verhältnisse bedingte transversale Depressionslinie existiert, ist eine andere Frage.

Wenn man, statt eine Scharung anzunehmen, bei Durazzo das Ausstreichen der Flyschzüge gegen die Adria vor Augen hält, dann findet der stumpfe Winkel der Adria bei Alessio durch einen NNO streichenden Bruch ungezwungen seine Erklärung und die Kreideberge des Prokletija erscheinen dann, so wie die gleich hohen Berge von Ljuma etc., bloß als der Abfall einer Kalkdecke gegen das tiefer gelegene Schieferhornsteingebiet von Krajšnik, Dukadjin und Merdita.

Ob nicht etwa durch diesen Abfall, respektive diese Depressionslinie auch das alte Drin-Bett von Djakova—Vau Spasit zu erklären wäre, darüber sind noch viel eingehendere geologisch-morphologische Studien nötig, aber ein Blick auf die beiliegende Karte verlockt allerdings zu dieser Hypothese.

Dies ist seit 60 Jahren der erste vage Versuch, eine Übersicht über die Geologie der westlich der Ibar-, Lepenac-, Vardar-Niederung gelegenen Teile des osmanischen Reiches zu geben und als solcher, zumal da Verfasser vorläufig nur geringe Teile des besprochenen Gebietes aus eigener Anschauung kennen zu lernen vermochte, wahrscheinlich mit vielen und groben Irrtümern behaftet. Vielleicht ist aber dieser Versuch auch so besser als gar nichts und vielleicht wird er späteren Forschern die Basis abgeben, um eine bessere und genauere Geologie des herrlichen und hochinteressanten Albanien zu entwerfen.

Möge bald der Tag heranbrechen, wo sich das allgemeine Interesse noch mehr als bisher den mir persönlich so sympathischen Nachkommen der alten Illyrier und ihrem geologisch so interessanten Lande zuwendet und der unverdiente üble Ruf, der dieser Gegend anhaftet, durch genauere Bekanntschaft mit Land und Leuten endgültig verschwindet.



IV. Literatur.

I. Albanien.

Barberich. Saggio per una sistemazione orotettonica della regione Albanese. Bollet. soc. geogr. Italiana 1904.

Bittner. Einsendungen aus dem südöstlichen Bosnien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1890.

Boué. (Reiseberichte über seine zweite Reise; Brief.) Bull. Soc. géol. France 1837/38.
— (Mitteilung aus der westlichen Türkei.) N. Jahrbuch f. Mineralogie. 1839.
— Sur un depot d'eau douce dans la Bosnie (Novibazar). Bull. Soc. géol. France 1840.
— La Turquie d'Europe. Paris 1840. (Eine Übersetzung hiervon erschien 1889 in Wien.)
— Mitteilung über Nummulitenablagerungen. Bericht der Freunde d. Naturwiss. Wien 1847, Vol. III.
— Das Erdbeben in Oberalbanien im Oktober 1851. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1851.
— Straße von Prizren nach Skutari. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1859.
— Über Hahns Funde von Leithakalk zu Skutari und Durazzo. Bull. Soc. géol. France 1863.
— Der albanesische Drin und die Geologie Albaniens. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Vol. 49, 1864.
— Exposé des raisons pourquoi j'ai modifié mes classements géologique en Turquie. Bull. Soc. géol. France 1865.
— .... und die sogenannte Zentralkette in der europäischen Türkei. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1866.
— Mineralogisch-geognostisches Detail über einige meiner Reiserouten in der europäischen Türkei. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1870.

Burgerstein. Beitrag zur Kenntnis des Jungtertiärs von Üsküb. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1877.

Coquand. Gisements pétroliferes dans l'Albanie. Bull. Soc. géol. France 1868.

Cvijić. Eine Besteigung des Šar Dagh. Bericht über das XVI. Vereinsjahr des Vereines d. Geograph. d. Univers. Wien 1891.
— Briefe über seine Reisen in Makedonien im Jahre 1898. Mitteil. d. geogr. Gesellsch. Wien 1898.
— Tektonische Vorgänge in der Rhodopemasse. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1901.
— Die dinarische albanesische Scharung. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1901.
— Geologische Karte von Makedonien und Altserbien. Belgrad 1903.

Dreger. Versteinerungen der Kreide und des Tertiärs von Korča. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1892.

Fuchs. Über die Natur des Flysches. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1876.

Götz. Novibazar—Amselfeld und Šar Dagh. Allgemeine Zeitung. München 1893.

Grisebach. Reise durch Rumelien und nach Brussa in dem Jahre 1839. Göttingen 1841.

Hahn. Reise durch das Gebiet von Drin und Vardar. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1867.

Hassert. Wanderungen in Nordalbanien. Mitteil. d. geogr. Gesellsch. Wien 1898.
— Streifzüge in Oberalbanien. Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1897.

Hecquard. La Haute Albanie. Paris 1858?

Hofmann. Die Ruine Novo Brdo. Mitteil. d. geogr. Gesellsch. Wien 1893.

Inkey. Földtani uti jegyzetek a Balkanfélszigetröl. Földtani Közlöny. Budapest 1886.

Müller. Albanien und Rumelien. Prag 1844.

Naumann. Makedonien und seine Bahnlinie Saloniki—Monastir. München 1894.



Oestreich. Reiseeindrücke im Vilajet Kossovo. Verhandl. d. geogr. Gesellsch. Wien 1899.
— Reisen im Vilajet Kossovo. Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1899.
— Vorläufige Mitteilungen über eine zweite Reise in der europäischen Türkei. Mitteil. d. geogr. Gesellsch. Wien 1900.
— Beiträge zur Geomorphologie von Makedonien. Abhandl. d. geogr. Gesellsch. Wien 1902.
Petkovic M. Mikroskopische Beschreibung der Gesteine des Ljubeten am Šar Annal. geolog. peninsule balkan. 1903. (Text nur serbisch, daher für Nichtserben unverständlich!)
Petkovic W. Geologische Verhältnisse von Ljubeten und seiner Basis. Annal. geol. peninsule balkan 1903. (Es gilt dasselbe wie für M. Petkovic' Arbeit.)
Peucker. Cvijić On the Structure of the Balkan. Geogr. Journal. London 1902.
Phillipson. Neuere Forschungen am westlichen Balkan. Geogr. Zeitschr. Leipzig 1903.
Steinmetz. Eine Reise durch die Hochländergaue Oberalbaniens. Zur Kunde der Balkanhalbinsel. Heft I. 1903.
Toula. Geologische Übersichtskarte der Balkanhalbinsel. Petermanns geogr. Mitteil. 1882.
— Materialien zur Geologie der Balkanhalbinsel. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1883.
— Die im Bereiche der Balkanhalbinsel geologisch untersuchten Routen. Mitteil. d. geogr. Gesellsch. Wien 1883.
— Gegenwärtiger Stand der geologischen Erforschung der Balkanhalbinsel und des Orients. Compte-rendu IX. Congr. géol. internat. Vienne 1903.
Viquesnel. Journale d'un voyage dans la Turquie. I. Partie. Mem. Soc. géol. France. 1842.
— Journale d'un voyage dans la Turquie. II. Partie. Mem. Soc. géol. France 1844.
— Sur la Macedonie et l'Albanie. Bull. Soc. géol. France 1842—1843.
— Remarques relatives an roches crétacés de Gousinje. Bull. Soc. géol. France 1847.

II. Nachbargebiete

(bis an die Ibar—Lepenac—Vardarlinie) [1]).

I. Bosnien und Serbien.

Bittner. Die Herzegowina und das südöstlichste Bosnien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1880.
Götz. Das Kapaonikgebirge in Serbien. Petermanns geogr. Mitteil. 1891.
Grimmer. Kohlenvorkommen von Bosnien. Wiss. Mitteil. aus Bosnien und der Herzegowina. Wien 1901.
Katzer. Über den heutigen Stand der geologischen Kenntnis Bosniens und der Herzegovina. Compte rendu IX. Congr. géol. internat. Vienne 1903.
— Geologischer Führer durch Bosnien und die Herzegowina. Sarajewo 1903.
— Lithiotiden in der Herzegowina. Zentralbl. für Min., Geol. u. Paläont. 1904.
Kišpatič. Die kristallinen Gesteine der bosnischen Serpentinzone. Wiss. Mitteil. aus Bosnien und der Herzegowina. 1900.
Kittl. Geologie der Umgebung von Sarajewo. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1904.
Mojsisovics. Grundlinien der Geologie von Westbosnien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1880.
Radimsky. Bosniens Serpentine. Glasnik. Bosnisches Landesmuseum. Sarajewo 1889 (serbisch).
Tietze. Das östliche Bosnien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1880.
Žujović. Geologische Übersichtskarte des Königreiches Serbien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1886.
— Contribution a l'étude de la ancienne Serbie. Annal. geolog. peninsule balkan. 1891.

[1]) Es wurden nur die für vorliegende Arbeit wichtigsten Werke berücksichtigt; viele im vorigen Absatze erwähnten Werke sind auch für nachfolgende Gebiete von Bedeutung.



2. Süddalmatien und Montenegro.

Bukowski. Einige Beobachtungen in dem Triasgebiete von Süddalmatien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1895.
— Cephalopoden im Muschelkalk von Braič. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1895.
— Über den geologischen Bau des nördlichen Teiles von Spizza. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1896.
— Werfener Schichten und Muschelkalk in Süddalmatien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1896.
— Zur Stratigraphie der süddalmatinischen Trias. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1896.
— Neue Ergebnisse der geologischen Durchforschung von Süddalmatien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1899.
Hassert. Beiträge zur physischen Geographie Montenegros. Petermanns geogr. Mitteil., Ergänzungsbd. XXV, Heft 115.
Martelli. Il Muschelkalk di Boljevici. Atti real. accad. d. Lincei. Rendic. 1903.
— Il Flysch di Montenegro S. Oriental. Atti real. accad. d. Lincei. Rendic. 1903.
Renz. Zur Altersbestimmung des Karbons von Budua. Monatber. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1903.
Tietze. Geologische Übersicht von Montenegro. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1884.
Vinassa de Regny. Osservazioni geologiche sul Montenegro Bollet. Soc. geolog. Italiana 1902.
— Die Geologie Montenegros und des albanesischen Grenzgebietes. Compte-rendu IX. Congr. géol. internat. Vienne 1903.

3. Jonische Inseln.

Issel. Cenno sulla constitutione geolog. dell Isola di Zante. Boll. comm. geol. 1893.
Mitzopulos. Das große Erdbeben der Insel Zante. Petermanns geogr. Mitteil. 1893.
— Eruption der Pechquellen auf Zante. Petermanns geogr. Mitteil. 1896.
Partsch. Die Insel Leukas. Petermanns geogr. Mitteil., Ergänzungsbd. XXI, Heft 95.
— Die Insel Korfu. Petermanns geogr. Mitteil., Ergänzungsbd. XXI, Heft 88.
— Die Cephaleina und Ithaka. Petermanns geogr. Mitteil., Ergänzungsbd. XXI, Heft 98.
— Die Insel Zante. Petermanns geogr. Mitteil. Bd. XXXVII, 1891.
Renz. Neue Beiträge zur Geologie der Insel Korfu. Monatsber. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1903.
— Neue Vorkommen von Trias in Griechenland und Lias in Albanien. Zentralblatt für Min., Geol. u. Paläont. 1904.

4. Griechenland.

Deprat. Note préliminaire sur la géologie de l'Eubée. Bull. Soc. géol. France 1903.
Fuchs. Verbindung von Flysch und Serpentin auf Kumi. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1876.
Hilber. Geologische Reise in Nordgriechenland und Makedonien. I. u. II. Sitzungsbericht d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1876.
— Reise ih Nordgriechenland und Türkisch-Epirus. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1896.
— Reise durch Nordgriechenland und Makedonien. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1901.
Neumayer, Bittner, Teller. Überblick über die geologischen Verhältnisse Griechenlands. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1878.
Phillipson. Zur Pindusgeologie. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1895.
— Thessalien und Epirus. Berlin 1897.
— Reisen und Forschungen in Nordgriechenland. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin 1897.
— Stand der geologischen Kenntnis von Griechenland Compt. rend. IX. Congr. géol. internat. Vienne 1903.
— Der Gebirgsbau der Aegeis. Verhandl. d. internat. geogr. Kongresses. Berlin 1901.
— Tectonique de l' Aegeide. Annals de géographie. Paris 1898.



V. Ortsregister.

(Die Zahlen geben die Seiten der Separatabdrücke an, wo der betreffende Ort erwähnt wird, fettgedruckte Ziffern bezeichnen genauere Angaben.)

Adria 1. 46. 55. 58. 59.
Albanien 1. 43. 51. 53. 54.
Alessio 46. 47. 59.
Andrijevica 58.
Antivari 58.
Arnautköj 15. 17.
Arsen 49.
Ašti 34. 42.
Atmadža 25.
Avalona (siehe Valona).

Bačelik 34. 42.
Banjska (bei Mitrovica) 44. 51.
Banja (bei Kočana) 7.
Banja (an der Miruša) 25.
Banja (bei Priboj) 44.
Banjaluka 43.
Bardovci 35.
Baštrik 26. 34. 39. 40. 46. 49. 55. 58.
Begova 55. 56.
Beli 7.
Belinac 17.
Berane 44.
Berat 43. 46.
Berković 44.
Berovo 3.
Bistric 14.
Bistrica (bei Prizren) 8. 9. 14. 22. 27.
Bistrica (bei Priboj) 44.
Bitüči 26.
Bituša 33.
Bijelobrdo 43.
Blač 25. 27. 29. 30. 31. 33. 58.
Boga (Tal) 48.
Boga Škreli 48.
Bojana 40.
Bolane 23. 24.
Boljane 43.
Bolobrad 31.
Bosna 57.
Bosnien 1. 43. 50. 53. 54. 56.
Brdeti 34. 41. 56.
Bregalnica 6.
Bres 4.
Breznja 32.
Brodec 7. 10. 11.
Brodosavca 27.
Brušnik 2.
Brut (am Drin) 34. 36. 37. 38. 39. 40. 50. 56.
Brut (am Plavabach) 25. 27. 31.
Bucim 5.
Budakova 17. 21. 23. 24. 50.
Buk 45.
Bukovic 17.
Bukovica 57.
Bulgari 48. 49.
Buzeš 27.

Ćafa Duljit 18. 21.
„ Kolčit 45.
„ Luzjas 49.
„ Malit 34. 41. 47.
„ Merturit 45.
„ Sahatič 48.
„ Štogut 48.
„ Šošit 48.
Čajlana 47.
Cattaro 55. 58.
Čečevo 45.
Čečina-Ljuma 35.
Cem (Schlucht) 48.
Cem Selče 48.
Čereti 34. 41.
Černa 58
Cetinje 55.
Cijevna 55
Crkolez 45.
Crnoljeva 17. 18. 19. 20. 22. 25. 50. 58.
Cviljen 8. 9. 24. 26. 27. 29. 30. 31. 33. 34. 47. 58.

Dalmatien 53.
Darža 42.
Dečan 19. 46. 51. 55. 58.
Delbiništi 47.
Demirkapu 4.
Devol 49.
Dibra 46. 47. 49.
Djakovo 26. 40. 46. 47. 49. 59.
Djelograjca 17. 24.
Djević 20.
Dobrica 15.
Doboj 52. 57.
Dobrobuk 45.
Dolnica 25. 27. 28.
Dresnik 19. 20. 24. 25. 45. 53. 55.
Drin (Albanien) 1. 25. 26. 36. 37. 38. 40. 45. 46. 47. 48. 49. 51. 53. 54. 58.
Drin (bei Istib) 5.
Driza 49.
Dršnik (siehe Dresnik).
Dugapoljana 44.
Dukagjin 59.
Dulje 17. 18. 19. 20. 23. 24.
Dumlak 47.
Durazzo 46. 48. 59.
Dušan (Feste bei Prizren) 8.
Dušmani 45. 46.
Džuri 25.

Elbassan 46. 48. 49. 56. 58.
Epirus 53. 58.
Euboea 51. 53. 57.

Fandi (siehe Fani).
Fani 48. 49.
Ferizović 1. 8. 10. 17. 21. 55.
Fjerza 45. 46.
Fleti 34. 41.
Fuša Arsit 41.
Fuša e proneve 40.

Gabar Balkan 46.
Gabreš 4.
Galičica 56.
Gamsiće 34. 42.
Garvan 2. 3. 4.
Gjaliča Ljums 39. 47.
Glibači 44.
Glibačkopolje 44.
Glogovik 44.
Golešnica Planina 58.
Golješ Berge 21.
Goražda 43.
Goska (Bach) 38.
Gostivar 1. 55.
Gotovuša (am Lepenac) 21.
Gotovuša (bei Plevlje) 43.
Grajke 49.
Graždenik 25.
Grčare 27. 28.
Grekovce 17. 24.
Grohot 26.
Gruda 48.
Gruma (Tal) 46.
Grupšin 7. 14. 15. 39. 55.
Guli kuć 49.
Guri Merturit 48.
Gusinje 45. 55.

Han Brgjani 44.
„ Bojani 16.
„ Boljane 43.
„ Brut 37.
„ Crnoljeva 18.
„ Dulje 18.
„ Egrisu 7.
„ Grupšin 14. 15.
„ Gvozd 43.
„ Jezero 43.
„ Joševik 44.
„ Klisurska 18.
„ Kršan 44.
„ Lačit 34. 35.
„ Lus 46.
„ Raps 34. 41.
„ i ri 34. 35.
„ Sakatit 38. 39. 40. 41.
„ Trlce 43.
Hasi (Tal) 46.
Here 48.
Hercegovina 57. 58.
Hilari 40.
Hoča 9. 25. 32. 33.
Hodža-Balkan 9. 29. 47.
Hum 55.
Husein Šah 7. 17.

Ibar 1. 44. 45. 50. 59.
Iglareva 20. 25.
Inova 2. 4.
Ipek 19. 24. 46. 55. 58.
Ištib 2. 4. 5. 6.
Istivić 49.
Ištok 45.

Jablanica 7. 9. 10. 25. 27. 29. 30.
Jabuka 43.
Jak Mate 42.
Janjevo 51. 58.
Jošanica 44.
Joševik 44.
Jezerce 21. 22. 23. 24. 50.

Kabaši 27.
Kačanik 1. 51.
Kalaguzli 5.
Kalanjevo 3.
Kaldirim bogaz 15. 17. 40.
Kaimakčalan 56.
Kalkandele 1. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 55.
Kalmeti 49.
Kamia 49.
Kapra 27.
Karadžerži 26.
Karadžica 58.
Karaormann 6.
Karaula Guri Dervent 25. 27. 32.
„ Guri zi 7. 10. 11.
„ Škanje 34.
Karbinci 2. 6.
Karolinensattel 43.
Karšjak 15.
Kastrati 48.
Kćira 41.
Kijeva (siehe Kijevo).
Kijevo 20.
Kizilgök 40.
Kladanj 52.
Kobilica 11. 12. 55
Kočana 2. 6. 7.
Kom 48. 55.
Kopanica 16.
Köprülü 1.
Korica 49.
Koriša 25. 26. 27. 28. 34.
Koritnik 3. 47.
Korstiče 24.
Košare 17.
Košavca 27.
Kosmaci 34.
Kossovo (Vilajet) 1.
Kotor 43.

Krajiki 25.
Krajšnik 59.
Kratova 2. 7.
Krčova 1.
Kriva Lakavica 3.
Kriva Rjeka 4. 7.
Krivolak 2.
Kroja (siehe Kruja).
Kruja 48.
Kruševo 58.
Kukova 27.
Küküs 37.
Kula Gradis 26.
„ Ljums 34.
„ Matjes 49.
„ Stračin 7.
Kumanova 1. 2. 7.
Küstendil 9. 10. 27. 29.

Lači 34. 42.
Lalja 14.
Lapušnik 20. 24.
Lepenac 14. 21. 51. 55. 58. 59.
Lešak (siehe Leška).
Lešana 19.
Leška 7. 12. 13. 14.
Lez 25. 27. 29. 31. 33.
Lićeni Gštars 48,
Lim 44. 58.
Limbarja 48.
Lipa 2. 3.
Lipovik 4.
Ljabinoti siperme 49.
Ljubeten 8. 12. 55.
Ljubižda 9. 25. 28.
Ljudiška (Tal) 44.
Ljuma (Brücke) 36.
Ljum i zi 48.
Ljutoglava 17.
Lubačeva 9. 27. 30. 33.
Lubnica 3.
Luhovica 25.
Lukova 49.
Lurja 46. 47. 49.

Makedonien 1. 2. 4. 54.
Mali Dalti 48.
„ Kalmetit 47.
„ Šelbunit 48.
„ Šelita 49.
„ Šenjt 46. 48.
„ Trebunit 41.
Mati 46. 49.
Matja 49.
Metalka (Sattel) 43. 54.
Metochia 26. 40. 54. 57. 58.
Mihajlović Planina 43.
Miloševa (Tal) 44.
Merdita 47.
Miruša 25.
Mitrovica 1. 44. 45. 50. 51. 58.
Mljadan 20.
Mlećan (siehe Mljadan).
Mnela 46. 47. 49.
Mojan (Alpe) 48,
Mojanci 6.
Mokra Merturit 48.
Monastir 56.
Montenegro 1. 43. 48. 50. 53. 54. 55. 58.

Nefertara 44.
Nerfuša 47.
Neraštin 13.
Neredinje 17. 21. 24. 58.
Nerodinje (siehe Neredinje).
Nerodimka (Bach) 21. 22. 23.
Nešta 49.
Nikaj (Tal) 48.
Nivičani 2. 7.
Novavaroš 58.
Novibazar 43. 44. 50. 51. 54. 55.
Novoseljane 27.
Novoselo (bei Ipek) 45.
„ (bei Ištib) 6.
„ (bei Prizren) 9. 25. 27. 28. 29. 30.

Obilje Planina 20.
Ochrida de Mati 48.
Ohrida 1. 46. 48. 56. 58.
Olovo 52.
Ora (Berg) 46.
Orahovac (siehe Rahovce).
Orhenja 49.
Oroši 46. 48. 49.
Ostrozub 25.

Pašina Planina 26. 27.
Peklen 45.
Pelopones 53.
Pepelište 2.
Perlataj 49.
Peštera 58.
Pešternik 2. 3.
Pindus 58.
Piperovo (siehe Berovo).
Pirana 25.
Plava (bei Gusinje) 45.
„ (bei Prizren) 9. 27. 30. 31. 32.
Plevlje 43. 44. 54. 58.
Podgorica 55.
Podgostec 43.
Podlag 2. 6.
Popoć 40.
Poroj 12.
Poslište 32.
Prekostavlja 44.
Priboj 44. 50. 58.
Prifca 7. 12. 13. 14. 15.
Prijedor 43.
Prijepolje 43. 44. 54. 58.
Prilep 58.
Priština 19. 20. 21. 51.
Prizren 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 17. 19. 21. 24. 25. 26. 28. 29. 34. 38. 50. 55. 56. 58.

Prokletija 58.
Promet 2. 3. 6.
Proni Bitüćit 40.
Prozromos 49.
Pršovci (siehe Prifca).
Puka 34. 37. 41. 55.

Radovište 2. 4. 5.
Raduša 15.
Rahovce. 26.
Raška 44. 45.
Rečana 24.
Rešeni 49.
Ribarić 44. 45.
Ribarska Planina 21.
Rijeka (in Montenegro) 43.
Rogle 16.
Rogozna 55.
Rozafa (Berg) 42. 55.
Rožaj 44. 46. 55.
Rubigo (Bach) 48.
Rudare Tursko 2. 7.
Rudnica 50.
Rugova (am Baštrik) 39.

Sakati 38. 39.
Šala (Fluß) 48.
Samodraža 19.
Sapušare 46.
Šar 7. 12. 13. 14. 46. 47. 51. 55. 56. 58.
Sarajevo 43. 52. 57.
Šarska rjeka 12.
Savrova 17. 24.
Sbruša Kolčit 39.
Selce (am Cem) 48.
„ (bei Prizren) 9. 12.
Selita siperme 49.
Semenište 15. 17. 40.
Semeri 39.
Serbien 1. 45.
Šipkovica 7. 11. 12.
Širičino 14. 15.
Široki Put 26.
Sjenica 44.
Skodža 34. 35.
Skorovište 27.
Škreli 45.
Skutari 1. 25. 34. 38. 40. 42. 45. 46. 55. 56. 58.
Slatina 13.
Smutirog 48.
Sokolac 44.
Sopina Rijeka 19.
Srecka 27.
Stabalj (siehe Štavalj).
Stablje („ „).
Štavalj 44.
Stimlja 17. 19. 24.
Stradža 51. 55.
Strumiza 4.
Sudrup 43.
Suha gora 58.
Suharjeka 17. 19. 24. 25.
Suhevoda 57.
Sujaj 41.
Suka Gruds 48.
Šušujari 57.
Sveti Petar (Kloster) 27.

Tearca 13.
Teranei 2.
Tetovo 13. 14. 15. 17. 40. 47.
Thessalien 53.
Timać (siehe Tearca).
Tirana 25. 47.
Tomor 49.
Topolnica 2.
Trabojna 48.
Trakana 7.
Treska 17. 39. 40.
Treskovec 2. 4.
Tširkolaz (siehe Crkolez).
Tupec 26.

Uglo 44.
Ura Djalit 46.
„ Fšajt 47.
„ Fsaxi (siehe Fšajt).
„ Köprüsi (siehe Ura Čüpri).
„ Čüpri 36. 37.
„ Vezirit 34. 37. 39.
Urglo (siehe Uglo).
Üsküb 1. 7. 15. 40. 55. 58.

Valateker 21.
Valona 46.
Vardar 10. 13. 14. 17. 39. 40. 51. 58. 59.
Vaudenjs 42. 46. 48. 56. 58.
Vau Spasit 37. 38. 40. 46. 59.
Vejice 12.
Vešal 7. 10. 50. 54.
Vezir-Brücke (siehe Ura Vezirit).
Vijenac 48.
Vinarce 45.
Vinićani Gradsko 4.
Višegrad 43.
Vješka 14.
Vlasna 25. 26. 34.
Vockop 49.
Vraštica 4.
Vrbičane 9. 27.
Vrnagora 44.

Zaplučane 19. 24. 25.
Zdunje 39.
Zeden 15. 16. 17.
Zelina 15.
Zenica 43.
Zlatarca 27. 31.
Zlatina 25.
Zletovo 7.
Žljeb 24. 45. 47.
Zrkjan 49.
Zümbi 25. 26. 34,
Zvečan 45.
Zygos 53.

VI. Verzeichnis der Illustrationen.

			Seite
Figur	1.	Dušan-Feste und Bistrica-Tal	92
„	2.	Jablanica-Sattel	93
„	3.	Vešal am Šar	95
„	4.	Diluvium bei Bojani Han	100
„	5.	Profil über den Dulje-Sattel	103
„	6.	Viquesnels Profil über den Lapušnik-Sattel	104
„	7.	Profil östlich Jezerce	106
„	8.	Bistrica-Tal-Profil	113
„	9.	Oberer Teil des Ljubačeva-Tales	114
„	10.	Übergang von Lez nach Blač	115
„	11.	Senke des oberen Plava-Tales	116
„	12.	Talsystem von Hoča	117
„	13.	Profil des Baštrik	119
„	14.	Brücke bei Kula Ljums	120
„	15.	Ura Ćüpri	120
„	16.	Dioritlandschaft westlich der Vesir-Brücke	121
„	17.	Vau Spasit	122
„	18.	Terasse von Sakatit Han	123
„	19.	Serpentinlandschaft bei Gamsiće	125
„	20.	Drinmündung bei Vaudenjs	126

(Mit Ausnahme von Fig. 1, die nach einer von Herrn Dr. K. Steinmetz aufgenommenen Photographie angefertigt wurde, sind alle anderen Figuren nach Originalphotographien gezeichnet. Herrn Dr. K. Steinmetz möchte ich für die gütige Erlaubnis, seine vom geologischen Standpunkte herrliche Photographie reproduzieren zu dürfen, noch einmal wärmstens danken.)

Inhaltsangabe.

		Seite
Einleitung	[1]	85
I. Reisebeschreibung	[2]	86
Krivolak—Radovište	[2]	86
Radovište—Ištib	[5]	89
Kočana—Kumanova	[7]	91
Prizren—Kalkandele	[7]	91
Kalkandele—Pršovci	[12]	96
Kalkandele—Üsküb	[14]	98
Ferizović—Crnoljeva—Prizren	[17]	101
Ferizović—Budakova—Prizren	[21]	105
Prizren—Zümbi	[25]	109
Umgebung von Prizren	[26]	110
Prizren—Brut	[34]	118
Brut—Puka	[37]	121
II. Bisherige Daten zur Geologie Nordalbaniens	[43]	127
1. Novibazar	[43]	127
2. Nördlichstes Albanien	[45]	129
3. Gebiet zwischen der Metohija und dem Kossovopolje	[45]	129
4. Grünsteinland zwischen Djakovo und Alessio	[46]	130
5. Das zwischen Drin und Tetovo gelegene Gebiet	[47]	131
6. Weitere Angaben	[47]	131
III. Zusammenfassung	[50]	134
Stellung der Jaspis und Serpentin führenden flyschartigen Schiefer	[50]	134
IV. Literatur	[60]	144
I. Albanien	[60]	144
II. Nachbargebiete	[61]	145
1. Bosnien und Serbien	[61]	145
2. Süddalmatien und Montenegro	[62]	146
3. Jonische Inseln	[62]	146
4. Griechenland	[62]	146
V. Ortsregister	[63]	147
VI. Verzeichnis der Illustrationen	[67]	151



Zur Stratigraphie des istrisch-norddalmatinischen Mitteleocäns.

Von **R. J. Schubert.**

I. Einleitung.

In meinen Berichten über die vierjährige Aufnahmstätigkeit in Norddalmatien habe ich mich vornehmlich mit dem Aufbaue des Gebietes beschäftigt. Ich habe daher im folgenden meine dabei gewonnenen stratigraphischen Ergebnisse über das norddalmatinische Eocän zusammengefaßt und dabei auch die in den Nachbargebieten vornehmlich durch Dr. von Kerner und Dr. L. Waagen bei der Neuaufnahme klargelegten diesbezüglichen Tatsachen benutzt, um ein umfassenderes Bild des istrisch-norddalmatinischen Mitteleocäns geben zu können. Außerdem habe ich eine Parallelisierung mit dem Eocän Venetiens und des südlichen Dalmatiens versucht. Bevor ich jedoch meine gewonnenen Ergebnisse ausführe, möchte ich kurz die zwei wesentlichsten früheren Gliederungsversuche darlegen, die von Stache und Oppenheim.

G. Stache gibt in seiner „liburnischen Stufe"[1]) folgende Gliederung des istro-dalmatinischen Alttertiärs:

1. Hauptalveolinen- und Nummulitenkalk.
2. Fazies der Mergelschiefer- und Tonablagerungen.
3. Obereocän und Oligocän.

Bei Besprechung der ersten Stufe kommt Stache zu dem Ergebnis, daß die meisten hier vorkommenden Mollusken (*Corbis lamellosa, Velates, Cerithium aff. giganteum*) auch in der zweiten Stufe noch vorkämen. Auch mit den meisten Seeigelgattungen *Conoclypus, Echinolampas* und *Schizaster* sei dies der Fall, nur die kleinen Scutellinen seien auf die untere Kalkstufe beschränkt. Der istrodalmatinische Hauptalveolinen- und Nummulitenkalk entspräche den ersten vier Zonen der Harpeschen Nummulitenskala, doch hätten auch die der sechsten Zone im Hauptnummulitenkalk eine ansehnliche regionale Verbreitung. Im wesentlichen liege Untereocän vor, wenngleich die obere Grenze regional darüber hinausgehen möge (l. c. pag. 66).

[1]) Wien 1889. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. XIII. Bd., Heft 1.

Bei der zweiten Stufe betont Stache „die unregelmäßigen Schwankungen des Meeresbodens der Küste und die ungleichartig unterbrochene Materialzufuhr", das heißt den oft recht raschen Wechsel von Mergelzonen mit sandigen, konglomeratischen Nummulitenkalken. Er betont die Verwandtschaft der Fossilien mit Ronca und dem Pariser Grobkalke, häufig auch mit Priabona, das Vorkommen von *Nummulites perforata* und sonderbarerweise auch von *Fichteli.* Diese Stufe sei am besten als istro-dalmatinisches Mitteleocän zu bezeichnen.

Staches dritte Stufe: Obereocän und Oligocän ist in Nord- und Mitteldalmatien als ein Plattenmergel und Konglomeratkomplex (Prominaschichten) entwickelt, im übrigen Gebiete als Flysch ausgebildet. Die Hauptmasse der Prominaschichten wird „beiläufig der Gesamtheit der über dem Nummulitenkalke entwickelten Schichtenreihe der Flyschgebiete" entsprechend angenommen. Im wesentlichen entsprächen die vorhandenen Nummuliten der Zone des *N. intermedia Fichteli* und der dritten Zone der radialgestreiften Formen aus der Verwandtschaft der *N. striata.* Doch war Stache bekannt, daß in Flyschgebieten bisweilen noch in hohem Niveau Nummulitenfaunen mit *N. exponens* vorkommen. Das Hineinragen der Flyschfazies ins untere Miocän sei nicht unwahrscheinlich, obgleich sich schon das Oberoligocän paläontologisch nicht mehr nachweisen ließ. Nur im Bereiche der Prominaschichten sei eine schärfere Trennung der dieser Stufe angehörigen Sedimente von denen der zweiten Stufe möglich.

Die unter dem Hauptalveolinen- und Nummulitenkalke liegenden postkretazischen Schichtglieder — Kosinakalk und „oberer Foraminiferenkalk" — werden als Zwischenstufe zwischen Kreide und Tertiär aufgefaßt und als „protocäne oder liburnische Zwischenbildung" bezeichnet.

In seiner Abhandlung „Über einige alttertiäre Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie" (Beitr. z. Paläont. Öst.-Ung., Wien., XIII. Bd., 1901) unterzieht P. Oppenheim im allgemeinen Teile die Stachesche Einteilung des istro-dalmatinischen Alttertiärs einer Kritik (pag. 188—191).

Die erste, untere Gruppe wird etwas ungenau als Alveolinenkalk bezeichnet. Ich hebe dies nur deshalb hervor, weil die Stachesche Bezeichnung sehr prägnant ist und die Tatsache zum Ausdruck bringt, daß in der Kalkstufe des istro-dalmatinischen marinen Alttertiärs Alveolinen und Nummuliten fast in gleichen Mengenverhältnissen vorhanden sind.

Wohl mit Recht wird von Oppenheim die Vertretung der Schichten mit *Nummulites planulata* in diesem Kalkkomplex bezweifelt und auf die Ungewißheit über *Nummulites primaeva* hingewiesen. Was mir von Nummuliten aus den untersten Zonen dieser marinen Kalkstufe unterkam, waren kleine Paronaeen, auch Gümbelien (*perforata*) Assilinen, die keinesfalls für die Zugehörigkeit zum Untereocän sprachen.

Ferner bemerkt er, daß Schwager die ägyptische *Alveolina ovulum Stache* der untereocänen libyschen Stufe mit *cfr.* versah, daß also auf Grund dieser Form keine Schlüsse auf ein untereocänes Alter des dalmatinischen Alveolinenkalkes gezogen werden dürfen.

Die von Stache gebrauchte Bezeichuung Orbitulinen wird als ungenügend bezeichnet, da sie den Leser im unklaren lasse, ob Orbitoiden oder *Orbitolites* gemeint sei. Auf Grund eiues ziemlich reichen Materials kann ich sagen, daß von Stache *Orbitolites complanata*[1]) gemeint ist; Orbitoiden sind in den obersten Zonen des

[1]) *Orbitolites complanata Lamk.* kommt im Eocän der österreichischen Küstenländer in drei Niveaux vor: 1. im Hauptalveolinenkalk, 2. in den Kalksandsteinen des oberen Mitteleocäns und 3. in den Prominamergeln. Während sich die beiden letzten Vorkommen auch in den Größenausmaßen gleichen, unterscheiden sich die im Hauptalveolinenkalke vorkommenden durch ihre durchweg geringe Größe, etwa 10 *mm* im Durchmesser, auch weniger, und etwas größere Dicke (cf. Carpenter Phil. Trans. 1856). Sonst vermochte ich keine Unterschiede feststellen, sie entsprechen der Darstellung in Douvillés „Essai d'une revision des Orbitolites" (Bull. soc. géol. France 1902, IV. Sér., Tome II, pag. 296).

Aus dem Alveolinenkalke kenne ich diese Form aus Norddalmatien (Zara, Zaravecchia, Vrana, Zaton, Scogl. Ližanj. Insel Pašman, Castelvenier), aus Istrien (Carpano, Buje), Krain (s. o. Pule bei Vrabže, leg. Kossmat), Metković, Hum bei Mostar (Herzegowina). Außerdem ist sie nach Angaben von Herrn Hofrat Stache im Alveolinenkalk zwischen Monte Občina und Aurisina bei Triest häufig.

Auch in den Kalksandsteinen des oberen Mitteleocäns ist diese Form stellenweise sehr reich entwickelt, und zwar in 30—40 *mm* großen dünnen Exemplaren. So fand ich sie in Norddalmatien bei Kasić, Ostrovica, Benkovac (WH. Kozlovac), Bribir, sah sie in Gesteinsstücken, die Dr. L. Waagen aus diesem Niveau des Bescatales (Veglia) mir zeigte. Es sind dies die großen Orbitulinen von 30—50 *mm* bei Stache, die Oppenheim (Beitr. z. Pal. Öst. XIII, 1901, pag. 189) erwähnt und von denen er nicht weiß, was der Autor unter dieser Bezeichnung meine. Ebenso sind die cyclolinenartigen, großen, sehr dünnen Foraminiferen auf diese Art zu beziehen, die Bittner am Wege von Stolac nach Domanović (Herzegowina) „in grobbankigen, blaugrauen, kalkigsandigen Schichten mit einzelnen Nummuliten, *Pecten*-Scherben, Austern und verkohlten Pflanzenresten" fand, desgleichen südlich bei Domanović „mit zahlreichen Nummuliten vom Typus der *N. perforata*". (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 409.) Auch in Dalmatien kommt diese flache große Form in petrographisch ganz ähnlichen Schichten vor, wie sie Bittner von Stolac beschrieb, nur sind stellenweise auch reiche Faunen höher entwickelter Fossilien vorhanden, von anderen Foraminiferengattungen vorwiegend Rotaliden, Milioliden, Textularien, Polymorphinen, also gleichwie im tieferen Niveau Küstenformen, allerdings zum Teil andere Gattungen.

Kleine kaum 10 *mm* im Durchmesser betragende Exemplare fand ich vereinzelt in den obereocänen (vielleicht schon unteroligocänen) Prominamergeln von Novigrad (Norddalmatien), ebensolche sowie große (bis 40 *mm*) sah ich in einer Suite von Versteinerungen aus dem Prominagebiete, die mir Herr Professor C. Schmidt (Basel) kürzlich übersandte. Nach dem von Herrn Professor Schmidt freundlichst beigefügten Profil stammen diese von Herrn Preiswerk bei Stranik bei Bogitić gesammelten und dem Museum der Universität Basel gehörigen Stücke aus dem zweiten, also schon höheren Niveau der Prominaschichten.

Im vicentinischen Tertiär kommt *Orbitolites complanata Lam.* sowohl in den Alveolinenkalken als auch im Ilarioneniveau vor, wo ich ihn mehrfach stellenweise recht häufig fand. In Südtirol (Val di Non) fand ich ihn in einer wahrscheinlich bereits obereocänen grünerdehaltigen Nummuliten- und Orbitoidenbreccie (*N. complanata—Tschihatcheffi*) in seltenen kleinen (4·5 *mm*) Exemplaren.

Wie aus vorstehendem wohl klar erhellt, ist *Orbitolites complanata Lam.* keineswegs eine so bezeichnende „Grobkalkform", das heißt für das Parisien bezeichnend, wie dies bisher vielfach geglaubt wurde. Daß diese Form in den zwischen Alveolinenkalk und den oberen Kalksandsteinen befindlichen Schichten im Küstengebiete anscheinend gänzlich fehlt, kann bei den Tiefenverhältnissen, die zu jener Zeit herrschten, nicht befremden. Denn auch die rezente *Orbitolites* nahe verwandte und damit vielfach verwechselte *Marginopora* ist eine ausgesprochene Küstenform.

Im französischen Eocän kommt diese Form nach Douvillé (l. c. pag. 297) im mittleren Grobkalk vor, auch im Eocän von Bordeaux, wo sie auch ins Obereocän reichen soll.

Hauptnummulitenkalkes übrigens auch bisweilen recht häufig. Oppenheim kommt pag. 189 zum Schlusse, daß im istro-dalmatinischen Gebiete der Hauptnummulitenkalk entweder nur den Schichten mit *Nummulites laevigatus* entspricht „oder daß, wenn auch der Horizont des *Nummulites perforatus* mitvertreten ist, Stache's Hauptalveolinenkalk stellenweise eine andere Fazies seiner zweiten großen Abteilung bildet und mit dieser zeitlich zu identifizieren ist".

Über die Unanwendbarkeit der Harpeschen Zonen auf das dalmatinische Eocän habe ich mich bereits einigemal ausgesprochen, hier möchte ich im Anschlusse an Oppenheims obige Vermutung nur betonen, daß Staches Hauptalveolinen- und Nummulitenkalk im istro-dalmatinischen Gebiete zeitlich sicher von den „Mergelschiefer- und Tonablagerungen" unterschieden ist, wie ich im weiteren noch ausführlich dartun will.

Bei Besprechung der zweiten Stacheschen Gruppe, der „Mergelschiefer- und Tonablagerungen", weist Oppenheim darauf hin, daß die Faunen derselben anf Mittel- bis Obereocän hinweisen, daß er keinerlei Beziehungen zu Formen des Priabonien, noch weniger aber zu demjenigen des typischen Oligocäns der Schichten von Sangonini und Crosara fand, auch *Nummulites Fichteli intermedius* nirgends beobachtete. Er kommt auf die bereits geäußerte Ansicht zurück, daß der Unterschied zwischen dem Hauptnummulitenkalke und den oberen mitteleocänen Schichten doch nur fazieller Natur sein könnte, wozu ihn vornehmlich das Vorkommen von *Cerithium vicentinum Bay.*, „einer Leitform des Monte Postale" in Ostrovica, veranlaßt zu haben scheint.

Von Staches dritter Abteilung lagen ihm nur Fossilien aus der nord- und mitteldalmatinischen Entwicklung — vom Monte Promina — vor. Die Süßwasserschichten mit *Cyclotopsis exarata* und *Coptochilus imbricatus* werden als obereocän, die oberen marinen als unteroligocän angesehen. Zusammenfassend gibt er folgende Übersicht:

Istrien—Dalmatien.	Venetien.	Stufe.
1. Alveolinenkalk	Monte Postale etc.	Unteres Lutetien
2. Mergel und Tone von Dubravica etc.	S. Giovanni Ilarione	Oberes Lutetien
3. Mergel von Kosavin	Roncà	Bartonien
4. Süßwasserfauna des Monte Promina	Süßwasserabsätze von Roncà Altissimo, Pugnello etc.	Oberes Bartonien
5. Obere marine Fauna des Monte Promina	Priabona — Laverda — Sangonini	Priabonien—Ligurien

II. Untereocän.

Was nun das Alter der untersten eocänen Sedimente des österreichischen Küstenlandes betrifft, so habe ich mich mit diesen vorzugsweise limnischen Gebilden einerseits nicht selbst eingehender zu befassen Gelegenheit gehabt, will anderseits auch in keiner Weise den diesbezüglichen Mitteilungen des Altmeisters der küstenländischen Geologie Stache vorgreifen, der ja in Bälde den zweiten Teil seiner liburnischen Stufe zu veröffentlichen beabsichtigt.

Soviel scheint mir indes aus meinen Studien über das marine Mitteleocän hervorzugehen, daß wenigstens der obere Teil der limnischen und brackischen Schichten als untereocän bezeichnet werden muß. Denn wenn auch im nördlichsten (Krainer) Verbreitungsbezirke der liburnischen Schichten der untere Teil derselben mit Rudistenkalken zu wechsellagern und noch zur Kreide zu gehören, in seiner Gesamtheit also ein Bindeglied zwischen der marinen Kreide und dem marinen Tertiär darzustellen scheint, verhalten sich die norddalmatinischen Vorkommnisse doch wesentlich anders. Die Kreide ist scharf gegen das Tertiär abgegrenzt, in den obersten Lagen erodiert und brecciös. Im nördlichsten Dalmatien sind die Kosinakalke, wenn sie nicht ganz fehlen, meist kärglich und gut von der Kreide und vom überlagernden Alveolinenkalke trennbar. Gegen Mitteldalmatien nehmen die Kosinakalke an Mächtigkeit zu und zwischen ihnen und den Alveolinenkalken sind wieder Milioliden- und Peneropliskalke eingeschaltet, während dort, wo die Kosinakalke fehlen oder nur wenig mächtig sind, die marine Schichtenreihe häufig mit Alveolinenkalken beginnt, welche mit an Milioliden und *Peneroplis* reichen und an Alveolinen armen Bänken mehrfach wechseln. Diese letzteren Vorkommen bestimmten mich vor zwei Jahren, diese lediglich mit imperforaten Foraminiferen erfüllten marinen Kalke als Imperforatenkalk zusammenzufassen. Ich erkläre mir diese Verschiedenheit der über dem Kosinakalke lagernden Schichten im Hauptverbreitungsgebiete der mitteldalmatinischen Kosinaschichten (Miliolidenkalk und darüber Alveolinenkalk) von der Ausbildung im nördlichen Dalmatien (Imperforatenkalk) dadurch, daß sich in Mitteldalmatien die Gewässer, in denen der Kosinakalk abgesetzt wurde, länger erhielten als in Norddalmatien, wo sie streckenweise übrigens ganz fehlten, wie ja auch die bedeutendere Mächtigkeit der mitteldalmatinischen Kosinakalke dies zu beweisen scheint. Das wieder vordringende Eocänmeer fand daher in Mitteldalmatien Süßwasserflächen, in Norddalmatien Festland vor. Während daher rein marine Schichten mit Alveolinen als Basis der marinen Eocänschichten in Norddalmatien vorhanden sind, würden die Milioliden und *Peneroplis* der „oberen Foraminiferenkalke", der zwischen den Kosina- und Alveolinenkalken eingeschalteten Schichten Mitteldalmatiens, als brackische Formen aufzufassen sein. Denn diese beiden Foraminiferentypen sind zwar im wesentlichen gleich den Alveolinen marine Küstentypen, können sich jedoch auch an schwach gesalzenes Wasser anpassen, was von den höher organisierten Alveolinen bisher nicht bekannt ist.

Da nun Miliolidenkalke in Mitteldalmatien und Istrien an der Basis der eocänen Foraminiferenkalke lagern, scheint es mir sicher, daß die norddalmatinischen Imperforatenkalke im wesentlichen den südistrischen und mitteldalmatinischen Milioliden- und Alveolinenkalken altersgleich sind. Weniger sicher möchte ist dies für Veglia, und das kroatische Festland annehmen, da L. Waagen das obere Mitteleocän stellenweise transgredierend auf der Kreide fand (Murvenica).

Wie ich im folgenden näher begründen werde, ist der größte Teil des Alveolinenkalkes bereits sicher als mitteleocän aufzufassen. Ob man nun die oberen Foraminiferen-(Milioliden- und Peneroplis-) kalke und dementsprechend auch die unteren Bänke des Imperforatenkalkes an die Basis des Mitteleocäns stellt oder als oberstes Untereocän auffaßt, ist im Grunde genommen ja gleich und bisher durch Fossilfunde nicht entscheidbar, soviel scheint mir sicher, daß wenigstens der nord- und mitteldalmatinische (also obere) Kosinakalk als das unmittelbare Liegende der mitteleocänen Schichten, in welche er stellenweise allmählich übergeht, untereocänen Alters ist.

Ich bin um so mehr davon überzeugt, als ich lediglich aus stratigraphischen Gründen zu dieser Ansicht gelangt, fand, daß Sandberger in seinen „Land- und Süßwasserkonchylien der Vorwelt" (1870—1875) auf Grund paläontologischer Untersuchungen zum gleichen Ergebnis gekommen war. Denn pag. 138 heißt es: „Irgendwelche Arten, welche sich an die Fauna der obersten Süßwasserbildungen der Kreideformation enger anschließen, kommen in den Charenkalken nicht vor, dagegen eine Art, *Cyrena suborbicularis Desh.*, welche sich im nordfranzösischen Untereocän wiederfindet, eine, welche typisch untereocänen äußerst nahe steht, *Hydrobia chararum St.*, *Melania ductrix St.* und *asphaltica St.*, haben nahe Verwandte in anderen eocänen Schichten. Es liegt daher kein Grund vor, die Charenkalke nicht für untereocän zu halten."

Daß De Stefani und Martelli vor kurzem (1902) das gesamte Untereocän (Thanetien und Sparnacien) in den unteren Alveolinenkalken vertreten glaubten, beweist gar nichts, da die beiden Forscher ihre Auffassung gar nicht begründeten und die Übereinstimmung des Eocäns von Metković mit dem Eocän des übrigen dalmatinisch-herzegowinischen Karstes groß genug scheint, um in der auf Seite 184 wiedergegebenen Schichtenfolge nicht das gesamte Unter- und Mitteleocän, sondern lediglich den größten Teil des Mitteleocäns zu sehen. Der Kosinakalk (Untereocän) fehlt offenbar an der von den Autoren studierten Lokalität, obgleich sein Vorkommen, als von Sabioncello seit Stache bekannt sind, nicht befremden würde. Die Autoren heben (pag. 116) selbst das Fehlen der Kosinaschichten hervor. Auffällig ist jedoch ihre Angabe, daß die Kalke mit Milioliden und kleinen Alveolinen konkordant auf die Kreide folgen, wodurch allerdings ihre Auffassung vom tiefsteocänen Alter der Milioliden- und Alveolinenkalke verständlich wird.

III. Das Mitteleocän.

1. Imperforatenkalk.

Das konstanteste Schichtglied der eocänen küstenländischen Schichtenfolge ist die unterste kalkige Gruppe Staches, sein Hauptalveolinen- und Nummulitenkalk; selbst dort, wo im stärker gefalteten und denudierten Gebiete die jüngeren Eocänschichten fehlen, ist dieser Kalkkomplex vielfach noch erhalten und erweist sich sehr brauchbar sowohl zur Deutung der stratigraphischen als auch der Aufbauverhältnisse. Foraminiferen sind die überwiegenden zumeist ausschließlich bestimmbaren Fossilreste, und zwar in den tieferen Zonen vorwiegend Alveolinen, in den oberen Nummuliten. Daß die ersteren in der Regel auch mit anderen imperforaten Gattungen (*Miliolina, Spiroloculina, Peneroplis, Orbitolites*) in verschieden wechselnden Mengen vergesellschaftet sind, wurde bereits im vorstehenden erwähnt. Es war dies auch der Grund, der mich veranlaßte, für die unteren Kalkschichten dort, wo an der Basis der Foraminiferenkalke keine ausscheidbaren Miliolidenkalke vorhanden sind, den Ausdruck Imperforatenkalk oder im Gegensatz zu im obersten Mitteleocän nochmals erscheinenden Imperforatenschichten den Ausdruck Hauptimperforatenkalk zu gebrauchen. Mir schien diese Faunenvergesellschaftung um so hervorhebenswerter, als die Mikroforaminiferen, die im Hauptnummulitenkalk und in den oberen mittelocänen Nummulitenschichten vergesellschaftet vorkommen, ganz überwiegend zu perforaten Gruppen gehören, denen ja auch die Nummuliten und Orthophragminen (Orbitoiden) angehören. Ich erwähne hier nur kurz die in den Nummulitenschichten von mir bisher festgestellten Gattungen *Lagena, Nodosaria, Marginulina, Cristellaria, Bigenerina, Pleurostomella, Uvigerina, Polymorphina, Gaudryina, Textularia, Clavulinia, Truncatulina, Rotalia, Discorbina, Globigerina, Siderolina, Dimorphina, Cassidulina, Bulimina, Flabellina.* Der Übergang des Hauptalveolinenkalkes in den Hauptnummulitenkalk erfolgt zumeist allmählich, aber die Grenzzone zwischen diesen beiden, in den extremen Ausbildungsweisen leicht unterscheidbaren Gebilden ist zumeist sehr schmal. An manchen Orten sind allerdings den tieferen Lagen der Alveolinenkalke schon kleine Nummuliten eingeschaltet (*N. planulata* fand ich jedoch nie darin), ebenso reichen die Alveolinen bisweilen bis in die obersten Lagen des Hauptnummulitenkalkes, ohne daß jedoch die kartographische Trennbarkeit der beiden Gebilde wesentlich beeinträchtigt würde. Der Imperforatenkalk ist in dem in Rede stehenden Gebiete fast durchweg mächtiger entwickelt als der Nummulitenkalk, in Norddalmatien nimmt er etwa zwei Drittel bis drei Viertel der Mächtigkeit der Kalkgruppe ein.

Das Alter dieser Kalke ist durch die eingeschlossenen Fossilien mit ziemlicher Sicherheit festzustellen. Der Hauptnummulitenkalk — die obere Gruppe — mit seiner reichen Fauna von *Gümbelia perforata Lucasana, Paronaea complanata Tchihatcheffi, Assilina spira* wurde ja recht allgemein als mitteleocän aufgefaßt. Weniger ein-



heitlich war bisher die Auffassung des Imperforatenkalkes. Während die unteren Bänke, die Miliolidenkalke, noch als protocän aufgefaßt wurden, faßte man vielfach den Alveolinenkalk als im wesentlichen untereocän auf. Außer den noch nicht abschließend bearbeiteten Alveolinen und den zur näheren Altersbestimmung unbrauchbaren Milioliden und *Peneroplis* ist unter den Foraminiferen der unteren Kalkpartien *Orbitolites complanata* die häufigste Form und infolge ihrer Größe sehr auffällig und leicht zu erkennen. Diese Form allein genügt schon, um ein untereocänes Alter des Hauptalveolinenkalkes weniger wahrscheinlich zu machen. Denn wenngleich diese Form auch vereinzelt ins Obereocän geht, ist doch die Hauptverbreitung derselben im Mitteleocän (cf. H. Douvillé, Essai d'une revision des Orbitolites, Bull. soc. géol. France 1902, IV. Ser., Tom. II, pag. 296/297). Auch in den vicentinischen Alveolinenkalken, die allgemein als mitteleocän gelten, ist diese Art in gleicher Häufigkeit und Ausbildung vorhanden.

Außerdem liegen mir auch Fossilreste höherer Organismen aus dem Hauptalveolinenkalke vor, die gleichfalls sämtlich für ein mitteleocänes Alter der Alveolinenkalke sprechen. Mein Kollege Dr. L. Waagen fand heuer bei Albona in Südistrien (SW vom 45er Schacht des Kohlenwerkes Vines bei Albona) im Hauptalveolinenkalke, in dem auch bereits einige Nummuliten vorhanden waren (auch *Gümbelia perforata*) eine kleine Suite von Fossilien, die er mir in dankenswerter Weise zur Durchsicht überließ; ich stellte darin fest:

Gümbelia perforata
Orbitolites complanata
Alveolina sp. sp.
Velates Schmidelianus Chemn.
Pecten aff. Venetorum Opp., aber flachere und zahlreichere Rippen.
Spondylus sp.
Ranina Marestiana Koen.

Ferner fand ich im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt einige aus einer älteren Einsendung stammende Fossilien aus dem istrischen Hauptalveolinenkalke, und zwar vom Nordrande des Bujaner Aufbruches:

Carsette bei Buje:

Velates Schmidelianus
Pleurotomaria sp.
Pecten aff. Venetorum Opp., ähnlich wie von Albona.

Sterna bei Buje:

Terebellum-Fragmente vom Habitus der in den jüngeren mitteleocänen Schichten vorkommenden.

Außerdem fand ich in Norddalmatien (Gorčina im Vranasumpf, im tieferen Alveolinenkalk) nebst verdrückten Gastropoden kleine *Pectines* aus der Verwandtschaft des *Pecten Venetorum Opp.*, was Rippenstärke und Form anbelangt, der typischen mitteleocänen Form näher als die istrischen Vorkommnisse.



Auch F. Katzer fand an der Grenze des Milioliden- und Alveolinenkalkes bei Dubravica in der Herzegowina nahe der dalmatinischen Grenze Fossilien (*Natica Vulcani Brongn.*, *N. cf. incompleta Zitt.*), die keineswegs für ein untereocänes Alter des Alveolinenkalkes sprechen (cf. Geologischer Führer durch Bosnien und die Hercegovina. Sarajewo 1903, pag. 253), weshalb Katzer auch l. c. pag. 254 annimmt, daß die Milioliden- und Alveolinenkalke nicht wesentlich unter das Mitteleocän herabgehen dürften.

Alle diese Tatsachen lassen mit Sicherheit darauf schließen, daß der istrisch-dalmatinische (und herzegowinische) Alveolinenkalk einen bereits ausgesprochenen mitteleocänen Charakter besitzt. Dies scheint mir in Norddalmatien auch für den gesamten Imperforatenkalk zu gelten, da ich bezeichnende Mitteleocäntypen auch schon in den unteren Lagen desselben fand. Wenn meine oben dargelegte Ansicht von der Gleichaltrigkeit des unteren Imporferatenkalkes und des „oberen“ Foraminiferen(Milioliden- und Peneroplis)kalkes richtig ist, dann liegt kein Grund vor, nicht auch diesen „oberen Foraminiferenkalk“ noch zum Mitteleocän zu ziehen und an die Basis desselben zu stellen. Und in der Tat sprechen auch die Verhältnisse des benachbarten vicentinischen Tertiärs, mit dem ja das istrodalmatinische Tertiär mehrfache Analogien aufweist, für einen solchen Vorgang. Munier-Chalmas gab 1891 (Étude de tith., cret., tertiaire du Vic. Paris, pag. 37 u. ff.) folgende Gliederung des vicentinischen Mitteleocäns:

II. *1⁰ Calcaire à Lithothamnium Bolcense Mun. Ch.*
2⁰ Calcaire à Alveolina Postalensis Mun. Ch. et Schl.
3⁰ Calcaire à Nummulites Pratti Arch.

III. *1⁰ Couches à Nummulites perforata*
2⁰ Couches à Nummulites Brongniarti.

Mit ziemlicher Sicherheit sind als Äquivalente von Munier-Chalmas' dritter Gruppe S. Giovanni Ilarione die mergeligsandigen Schichten in Istrien und Norddalmatien aufzufassen, vielleicht auch der Hauptnummulitenkalk, insofern wenigstens, als in ihm bereits *Nummulites perforata* in üppiger Entfaltung vorhanden ist. Wenn nun der istrische Hauptalveolinenkalk mit den vicentinischen Alveolinenkalken gleichaltrig ist — und wenn ich bisher keine sicheren Gründe dafür anführen kann, so weiß ich noch weniger, warum dies nicht der Fall sein sollte — dann würde dem Lithothamnienkalke an der Basis des vizentinischen Mitteleocäns der gleichfalls eine Küstenfazies repräsentierende Milioliden- und Peneropliskalk (der „obere Foraminiferenkalk“) in Istrien entsprechen; und in diesem Falle wäre das mitteleocäne Alter des „oberen Foraminiferenkalkes“ erwiesen, da ja im vicentinischen Lithothamnienkalk nach Munier-Chalmas (l. c. pag. 39) auch *Nummulites atacica Arch.* vorkommt.

Dann ergäbe sich eine Gleichstellung des vicentinischen Untereocäns — des Spilecconiveaus — mit wenigstens den oberen Partien des Kosinakalkes, die ja, wie oben dargelegt wurde, mit ziemlicher Sicherheit als untereocän aufgefaßt werden können. Durch die An-

nahme, daß das österreichische Küstengebiet im Untereocän Festland war, würde sich auch die auffällige Tatsache erklären, daß bisher mitteleocäne Nummuliten vielfach aus dem istro-dalmatinischen Eocän zitiert wurden, typisch untereocäne jedoch bisher nicht bekannt sind. Ich hatte mehrfach Gelegenheit, selbst kleine Nummuliten aus den unteren Lagen der Alveolinenkalke zu untersuchen, doch waren es durchweg Typen, wie sie auch im Mitteleocän vorkommen, meist Paronaeen. Die sichere Bestimmung derselben ist nicht leicht, da die Stücke meist fest im harten Kalke eingeschlossen sind, oft auch noch der innere Aufbau schlecht zu beobachten ist. Die Schwierigkeit, diese kleinen Nummuliten des Alveolinenkalkes zu bestimmen, wurden auch kürzlich von De Stefani und Martelli anläßlich ihrer Untersuchungen über das Eocän von Metković[1]) hervorgehoben, doch sprachen die beiden Forscher die Meinung aus, es sei nicht ausgeschlossen, daß es sich bei diesen kleinen Nummuliten um das Nummulitenpaar *N. elegans — planuluta* handle.

Ob man nun den „oberen Foraminiferenkalk" Staches, den Kalk mit Milioliden und *Peneroplis* an der Basis des Alveolinenkalkes als oberstes Untereocän oder unterstes Mitteleocän auffaßt, in beiden Fällen ergibt sich, daß die an Süßwassergastropoden reichen Bänke des dalmatinischen und wenigstens teilweise auch des istrischen Kosinakalkes untereocän sind und für diese Gebilde kein zwingender Grund vorliegt, sie als protocän, als älter denn untereocän, zu bezeichnen. Denn im nördlichen Dalmatien (Sebenico) konnte ich mehrfach eine so innige Verknüpfung der Gastropodenkalke mit Miliolidenbänken und dieser mit Alveolinenkalken beobachten, daß eine Lücke in der Schichtfolge ausgeschlossen war, in dem Sinne nämlich, daß nicht der Kosina- und Miliolidenkalk als protocän und der Alveolinenkalk als mitteleocän aufgefaßt werden konnte.

2. Hauptnummulitenkalk.

Über den Hauptnummulitenkalk ist wenig zu sagen. Hier beginnt die Hauptentfaltung der *Perforata*-Gruppe mit den mannigfaltigen Abarten, daneben ist bereits hier streckenweise ebenso reichlich *Paronaea complanata* vertreten, obgleich er an manchen Orten in diesem Niveau noch zu fehlen scheint; von Assilinen kommt vornehmlich *A. spira* vor, daneben oft zahllose Orthophragminen (*O. ephippium* und Asterocyclinen). Vereinzelt erscheinen auch Alveolinen. So sicher das mitteleocäne Alter dieses Schichtgliedes ist, so wenig reichen die zitierten Fossilien zu einer näheren Parallelisierung mit entfernteren Eocänvorkommen aus. Es scheint mir auch gar nicht befremdlich, daß ein Versuch, das istrisch-dalmatinische Eocän etwa mit dem des Pariser Beckens zu parallelisieren, eigentlich über annähernde und mehr minder subjecktive Gleichstellungen nicht hinwegkommt. Es wäre im Gegenteil sonderbar, wenn in einem Gebiete, wie es das tertiäre Europa war, auf größere Entfernungen die ja großenteils auf Fazieswechsel gegründeten Unterabteilungen sich als

[1]) Roma, Rendiconti acc. Linc. XI/II, 1902, pag. 114.

völlig gleichaltrig erweisen und gleichstellen lassen würden. Bei dem spärlichen Vorkommen und meist minderen Erhaltungszustande der höheren Fossilien im Alveolinen- und Nummulitenkalke und dem Umstande, daß dieselben außerdem durch ihre meist weite vertikale Verbreitung (*Terebellum*, *Velates Schmideliana*, kleine *Pectines*) zu näheren stratigraphischen Detailgliederungen und Parallelisierungen wenig brauchbar sind, scheint es mir als das zweckmäßigste, bis nicht etwa besonders glückliche Funde es ermöglichen, von einer Parallelisierung mit dem Pariser Mitteleocän bis zu einem gewissen Grade abzusehen [1]). Die naturgemäße Gliederung des istro-dalmatinischen Mitteleocäns ist die Zweiteilung desselben in eine untere kalkige und obere sandigmergelige Gruppe, also ähnlich, wie dies bereits von Stache vertreten wurde, jedoch mit den bereits erörterten und fernerhin noch darzulegenden Unterschieden in der Altersdeutung. Diese Gliederung dürfte im wesentlichen mit der von Munier-Chalmas 1891 vom vicentinischen Mitteleocän gegebenen Einteilung zusammenfallen, die mitteleocänen Kalke größtenteils seiner zweiten, die Mergel und Sandsteine seiner dritten Gruppe entsprechen. Auch im Vicentinischen ist die untere Hälfte der mitteleocänen Schichten vorwiegend in kalkiger Fazies ausgebildet gleichwie im österreichischen Küstenlande.

3. Mergel und Sandsteine des oberen Mitteleocäns.

Nach dem Absatze des Hauptnummulitenkalkes trat in Istrien und Norddalmatien (soviel bisher nachgewiesen werden konnte) eine ausgesprochene Senkung des Meeresbodens ein, wie aus dem Charakter der Sedimente zweifellos hervorgeht. Das auf den Hauptnummulitenkalk zunächst folgende Schichtglied ist eine zwar wenig mächtige, aber anscheinend recht konstante Zone von knollig-wulstartig verwitternden Mergeln in Norddalmatien nur mit Spuren, in Istrien dagegen mit reichlichen Resten von Krabben (Staches Krabbenschichten), die sich vielfach als zur Zementerzeugung recht geeignet erwiesen [2]).

Diese Knollen(Krabben)mergel bilden einen Übergang der kalkigen in die mergeligsandige Schichtgruppe. Infolge der chemischen Zusammensetzung mehr zur oberen Gruppe neigend, schließen sie sich anderseits landschaftlich, oft auch petrographisch mehr an die untere Gruppe an. Die zumeist nur wenige Schritte betragende Mächtigkeit, die von einer eigenen Ausscheidung dieser schmalen Gesteinszone Abstand nehmen läßt, bedingt auch, daß es für das Kartenbild von geringer Bedeutung ist, ob diese Knollen-

[1]) In ihrer vergleichenden Studie „Sur la nomenclature terr. sedim." (Bull. soc. géolog. France 1893 pag. 475) stellen Munier-Chalmas und Lapparent ohne nähere Darlegungen die „Schichten mit *Nummulites laevigata* Istriens sowie die Alveolinenschichten vom Monte Postale und der Umgebung von Triest" ins untere Lutetien, alle übrigen Schichten mit *Nummulites perforata*, *complanata* und *Assilina* ins mittlere oder obere Lutetien. Der Kosinakalk wird gleichfalls größtenteils als untereocän aufgefasst, also im ganzen eine Auffassung, die von derjenigen, zu welcher ich gelangte, nicht sehr verschieden ist.

[2]) Vgl. Kerner, Erläut. z. geol. Karte Sebenico—Trau. Wien 1902, pag. 28.

mergel noch mit den Kalken oder schon mit den Mergeln vereint werden.

Die auf den Knollenmergel folgenden weichen, gelblichen bis bläulichen, anscheinend fossilleeren Mergel stellen Absätze tiefer Meere vor, stellenweise wie bei Zara und Albona in der Fazies von Globigerinenschlick [1]), stellenweise (Banjevac, Lavsa, Zara) mit *Clavulina Szaboi Hantken*, dieser bis vor kurzem für einen obereocän-unteroligocänen Schichtenkomplex so bezeichnend gehaltenen Foraminiferenart. Die Mergel Südistriens und Norddalmatiens sind in ihrer Lagerung zwischen dem Hauptnummulitenkalke und den im folgenden zu besprechenden, gleichfalls noch mitteleocänen fossilführenden Kalksandsteinen und sandigen Mergeln sicher mitteleocän und es scheint mir beachtenswert, daß diese küstenländische Fazies von Tiefseemergeln im Vicentinischen, soviel bisher bekannt ist, erst im Obereocän und Unteroligocän auftritt.

Gegen das Innere Norddalmatiens (gegen das Verbreitungsgebiet der Prominaschichten) zu sind jedoch bereits diese tiefsten Mergel sandig, fehlen auch anscheinend im Zermanjabereiche großenteils, so daß sich unschwer erkennen läßt, daß die nach dem Absatze des Hauptnummulitenkalkes entstandene Tiefsee sich vorwiegend im Absatzbereiche des heutigen norddalmatinischen Küsten- und Inselgebietes, sowie Südistriens befand.

Die Tiefseemergel gehen nach oben zu in sandige Mergel und lockere bis feste Kalksandsteine über und hier stellen sich jene ziemlich reichen Faunen ein, die im folgenden Gegenstand näherer Ausführungen sein sollen. Ich will zunächst eine von mir selbst vor zwei Jahren in Kasić bei Smilčić aufgesammelte Fauna besprechen, da diese aus wenigen unmittelbar übereinander folgenden Sandsteinbänken stammt, so daß die Fauna sicher einheitlich ist, sodann die südöstlich gelegenen Lokalitäten Ostrovica, Dubravica, Vacciane und die quarnerischen, kroatischen und istrischen Fossilfundstellen dieses Niveaus und zum Schluß die stratigraphischen Verhältnisse des Eocäns von Spalato, Metkovič und des benachbarten Teiles der Herzegowina streifen.

Kasić (bei Smilčić).

Bevor ich auf die Fauna von Kasić näher eingehe, möchte ich Herrn Dr. P. Oppenheim für seine Unterstützung danken, die er mir bei der Bestimmung der Fossilien dieser Lokalität zuteil werden ließ, sowie Herrn Prof. Vinassa de Regny für einige freundliche Auskünfte betreffs *Arca roncana Vin.*

Über die Lagerungsverhältnisse bei Kasić habe ich bereits (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 279, 280) mitgeteilt, so viel mir bekannt war. In diesem stark gestörten Gebiete [2]) läßt sich vornehmlich

[1]) Vgl. meine diesbezüglichen Ausführungen in Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 267, 1904, pag. 115, 326, 336 über die Mergel von Banjevac, Zara, Lavsa, Albona.

[2]) Vgl. R. J. Schubert. Das Verbreitungsgebiet der Prominaschichten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Heft 3—4.

durch die Berücksichtigung der stratigraphischen Verhältnisse bei Islam sowie südöstlich Benkovac als so gut wie sicher annehmen, daß die Fossilien in den oberen Lagen der sandigen Mergel, beziehungsweise Kalksandsteine vorkommen. Die Fundstellen sind an dem von Kovačević (Kasić)—Kožul nach Smilčić führenden Fahrwege.

Folgende sind die hauptsächlichsten von mir dortselbst gefundenen Fossilien [1]):

Placopsilina cenomana Orb.
Orbitolites complanata Lam.
Orbitoides (Orthophragmina) Pratti Mich.
„ „ *ephippium Schloth.*
„ „ *cf. aspera Gümb.*
„ „ *dispansa Sow.*
„ „ *stella Gümb.*
Nummulites (Gümbelia) perforata Orb.
„ „ *lucasana Defr.*
„ *(Paronaea) complanata Lam.*
„ „ *striata Orb.*
„ „ *contorta Desh.*
„ „ *Gizehensis Ehr.*
„ *(Assilina) granulosa Arch.*
„ „ *mamillata Arch.*
Serpula spirulaea Lam.
Heliopora Bellardii Haime. ME.—Ol.
Cyclolites rhomboideus Oppenh. ME.
Pattalophyllia aff. dalmatina Opp. ME.
Rhabdophyllia fallax Oppenh. ME.
„ *granulosa var. pachytheca Oppenh.* ME.
Columnastraea Caillaudi Mich. ME.
Hydnophyllia sp.
Porocidaris Schmiedeli Münst. R., I., ME., Ol.
Ostrea cf. supranummulitica Zittel. ME.—OE.
Vulsella elongata Schaur. ME.?, Ol.
„ *deperdita L. var. crispata.* ME.
Avicula aff. trigonata Lam. ME.
Pecten Venetorum Opp. ME.
„ *sp. nov. aff. Venetorum Opp.*
„ *corneus Sow.* ME., OE., Ol.
„ *aff. subcorneus Arch.* ME.?
Lithodomus aff. cordatus Lam. ME.
„ *sp. nov.*
Arca Ristorii Vinassa de Reg. R., I.
„ *aff. roncana Vin.* R.
„ *aff. interposita Desh.* ME.
„ *aff. granulosa Desh.* ME.
Cardium gratum Defr. ME., OE.

[1]) P. = Monte Postale, I. = Ilarione, R. = Ronca, ME. = Mitteleocän, OE. = Obereocän, Ol. = Oligocän.

Lithocardium sp. nov. ind.
Solen cf. proximus Desh. ME., OE.
Corbula exarata Desh. var. R.
Velates Schmidelianus Chemn. ME.—Ol.
Scalaria Lamarcki Desh. ME.
Natica cepacea Lam. ME.—OE.?
„ *sigaretina Lam.* ME.
„ *cf. incompleta Zittel.* ME.—OE.
Diastoma costellatum Lam. ME., Ol.
Cerithium lamellosum Brug. R., I., ME., OE.
„ *palaeochroma Bayan.* P., ME.
Terebellum cf. fusiforme Lam. ME., OE.
„ *cf. sopitum Sol.* ME., OE.
Conus semicoronatus Menegh. R.

Wie aus den Nummuliten bereits erhellt, liegt in der Fauna von Kasić eine ausgesprochen mitteleocäne Fauna vor. Die Mollusken und übrigen Fossilreste lassen dies gleichfalls erkennen, wenngleich ein großer Teil derselben auch aus jüngeren Schichten bekannt ist. Allerdings sind mehrfach Beziehungen zu Ronca vorhanden und da ja neuerdings diese Lokalität von manchen bereits ins Obereocän gestellt wird, könnte man vielleicht auch für Kasić und die übrigen istro-dalmatinischen Lokalitäten dieses stratigraphischen Niveaus schon ein obereocänes Alter anzunehmen geneigt sein. Mir scheint die ganze Faunengesellschaft und vor allen die noch reichlich vorhandenen Gümbelien vom *Perforata*-Typus mit völliger Sicherheit noch für ein mitteleocänes Alter der Faunen von Kasić, Ostrovica etc. zu sprechen.

Ostrovica.

Bereits im XVIII. Jahrhundert war der Fossilreichtum dieser Lokalität dem Abbate Alberto Fortis bekannt, der 1776 zahlreiche Pfennigsteine „sowohl von der gemeinen Gattung mit verborgenen Windungen (*Nummulites s. str.*) als von der seltenen mit sichtbaren“ (*Assilina*) „einen sehr schönen Chamiten, viel röhrigte Steinkorallen, übel zugerichtete afrikanische Echiniten, verschiedene einschalige Muscheln, besonders Cochliten und glatte Bucciniten sowie eine fremde Gattung von Steinschwämmen“ (nach der Beschreibung wahrscheinlich *Cyclolites*) erwähnt.

Auch Stache und Oppenheim war dieses Fossilvorkommen bekannt, doch erst in neuester Zeit wurde die reiche Korallen-, Echiniden- und Molluskenfauna von Ostrovica von Dr. G. Dainelli zu Gegenstande eingehenden Studiums gemacht und beschrieben [1]). Auch ich konnte gelegentlich der geologischen Aufnahmen Versteinerungen in der Umgebung von Ostrovica aufsammeln, allerdings keineswegs so viel wie Dainelli. Ich muß mich daher darauf beschränken, die reiche von Dainelli veröffentlichte Fauna mit unwesentlichen

[1]) Rendiconti acc. lincei Roma 1904, XIII, pag. 277 u. ff., und Palaeont. Italica 1904, pag. 141.

Änderungen mitzuteilen[1]) und derselben eine Liste der häufigsten dort von mir gefundenen Orbitoiden und Nummulitiden voranzuschicken.

Die Schichtfolge ist, abgesehen von lokalen, durch Störungen bedingten Ausnahmen, im wesentlichen von oben nach unten folgende:

1. Konglomerate;
2. Plattenmergel, in den untersten Lagen vielfach wenig plattig, mit Pflanzenresten;
3. sandige Mergel mit Orthophragminen oder Korallen und Gastropoden (*Velates* etc.), auch Lagen, in denen Orthophragminen, *Nummulites perforata* und *complanata* sowie Korallen gemischt vorkommen;
4. blaue und gelbe, knollige, meist verdrückte Mergel mit *Nummulites perforata*;
5. weiche Mergel mit härteren Kalksandsteinbänken, auch vereinzelten Geröllen und Fossilien;
6. Plattenmergel, meist versteinerungslos;
7. Kalksandsteine, beziehungsweise Breccien;
8. weiche helle Mergel mit härteren Mergel- und Kalksandsteinbänken.

1. und 2. gehören offenbar bereits dem Komplex der Prominaschichten an, 3.—8. dagegen dem oberen Mitteleocän. Die Kalkreihe des Mitteleocäns tritt bei Ostrovica nicht zutage, erst viel weiter südlich in Kerković und Vukšić. Schichtgruppe 3 gehören die hauptsächlichsten Fossilfundstellen an, und zwar, soviel mir bekannt ist, vornehmlich westlich und südlich der Ortschaft in dem Hügelzuge Lišane—Ponti di Bribir.

Die soeben mitgeteilte Schichtfolge ist infolge der vielfachen Störungen und Rutschungen in diesem Mergelterrain zwar nur auf Grund mehrfacher Begehungen kombiniert und nicht eine durchweg sofort ersichtliche, gleichwohl erscheint es mir völlig sicher, daß die Fossilfundstellen dem oberen und obersten Mitteleocän und nicht dem tieferen Mitteleocän vom Monte Bolcaalter angehören. Sollten in der Fauna der Umgebung von Ostrovica tatsächlich nur aufs untere Eocän beschränkte Formen vorkommen, so wäre eher an Einschwemmung von älteren Typen in den Konglomeraten als an einen älteren Kalkaufbruch zu denken.

Folgende Formen kann ich bisher anführen, die aus dem Mitteleocän von Ostrovica bekannt sind:

Orthophragmina (*Orbitoides*) *Pratti Mich.*
" " *ephippium Schloth.*
" " *cf. tenella Gümb.*

[1]) Da jedoch Herrn Dainelli nicht nur selbstgesammeltes Material vorlag, können manche jüngere Typen bereits aus den in der Umgebung von Ostrovica anstehenden gleichfalls fossilführenden Prominamergeln stammen. Ich weiß aus eigener Erfahrung, wie wenig die Umwohner diese beiden Fossilniveaux auseinanderzuhalten wissen.



Orthophragmina (Orbitoides) stellata Arch.
„ „ stella Gümb.
„ „ patellaris Schloth.
„ „ variecostata Gümb.
„ „ dispansa Sow.
Orbitolites complanata Lam.
Operculina granulosa Leym.
Nummulites (Gümbelia) perforata Orb.
„ „ lucasana Defr.
„ (Paronaea) Tchihatcheffi Arch.
„ „ complanata Lam.
„ „ Gizehensis Ehr.
„ (Assilina) exponens Sow.
„ „ mamillata Arch.
Heliopora Bellardii Haime.
Cyclolites rhomboideus Opp.
„ Perezi Haime
Trochoseris Nuthrithii Dain.
Cycloseris cfr. Vinassai Opp.
Turbinoseris dubravicensis Opp.
„ Pironai Ach.
Cyathoseris dinarica Opp.
Pironastraea discoides Ach.
Siderastraea funesta Brongniart.
Leptoseris Meneghinii Dain.
Circophyllia gibba Oppenheim
Pattalophyllia cyclolitoides Bellardi
Rhabdophyllia fallax Opp.
Colpophyllia flexuosa Ach.
„ cf. Taramellii Ach.
Heliastraea friulana Oppenh.
Trochosmilia Cocchii Ach.
„ alpina Mich.
Phyllosmilia calyculata Ach.
Parasmilia cornuta Haime
Stephanosmilia Achiardii Oppenh.?
Barysmilia vicentina Ach.
Columnastraea Caillaudi Mich.
Astrocoenia cf. spongilla Oppenh.
Stylophora distans Leym.
Trochocyathus Taramellii Ach.
Millepora cf. dalmatina Oppenh.
Porocidaris Schmiedeli Münst.
Micropsis Stachei Bittn.
Leiopedina Tallavignesi Cott.
Schizaster globulus Dames?
Macropneustes brissoides Leske?
Trachypatagus Meneghinii Desor
Euspatangus formosus De Loriol
Ostrea cf. supranummulitica Zitt.

Anomia tenuistriata Desh.
Spondylus cf. multistriatus Desh.
Radula Katulici Dain.
Chlamys Venetorum Oppenh.
" *cf. plebeia Lam.*
" *dalmatina Dain.*
Septifer Eurydices Bayan.
Pachyperna Oppenheimi Dain.
Arca biangula Lam.
" *cf. Perezi Bell.*
" *Cobellii Vinassa*
" *scabrosa Nyst.*
" *cf. Gottardi Vinassa*
" *cf. filigrana Desh.*
" *granulosa Desh.*
Cardita cfr. Baziniformis Oppenh.
Crassatella Stachei Dain.
Chama dissimilis Bronn.
Axinus cf. Brongniarti Desh.
Lucina callosa Lam.
" *illyrica Oppenh.*
" *Escheri Mayer*
" *mutabilis Lam.*
" *gigantea Desh.*
" *elegans Defr.*
" *hermonvillensis Desh.*
" *saxorum Lam.*
" *Brusinae Dain.*
Corbis lamellosa Lam.
Cardium Rouaulti Bell.
" *Massalongoi Dain.*
" *gratum Defr.*
" *cf. porulosum Sol.*
" *cf. gigas Defr.*
" *Lanzae Dain.*
" *obliquum Lam.*
" *ostrovicense Dain.*
" *polyptychum Bayan.*
" *Partschi Dain.*
" *Gasperinii Dain.*
" *semistriatum Desh.*
" *rhachitis Desh.*
" *Marchesettii Dain.*
" *Bittneri Dain.*
Cyrena sirena Brong.
Tellina patellaris Lam.
" *Martellii Dain.*
Solen plagiaulax Cossm.
Pholadomya Puschi Goldf.
" *cf. margaritacea Sow.*

Thracia Fortisi Dain.
Corbula exarata Desh.
Teredo Tournali Leym.
Dentalium grande Desh.
„ *cf. sulcatum Lam.*
Pleurotomaria dalmatina Dain.
Phasianella cf. turbinoides Lam.
Liotia decipiens Bayan.?
Postalia Stefanii Dain.
Delphinula cf. scobina Brongn.
Trochus Radimirii Dain.
Trochus cf. semilaevigatus Greg.
„ *Zignoi Bayan.*
Nerita pentastoma Desh.
„ *cf. mammaria Lam.*
Velates Schmidelianus Chemn.
Solarium cf. bistriatum Desh.
Scalaria cf. Lamarckii Desh.
„ *Visianii Dain.*
„ *ostrovicensis Dain.*
Turritella asperula Brongn.
Xenophora cf. umbilicaris Sol.
Natica cepacea Lam.
„ *sigaretina Lam.*
„ *patulina Mun. Chal.*
„ *Vulcani Brongn.*
„ *parisiensis Orb.*
„ *incompleta Zitt.*
Rissoina (Zebinella) bribirensis Dain.
Diastoma costellatum Lam.
Melanatria vulcanica Schloth.?
Cerithium Verneuili Reu.
„ *lamellosum Brug.*
„ *corvinum Brongn.*
„ *Fontis-Felsinae Oppenh.*
„ *gomphoceras Bayan.?*
„ *Diaboli Brongn.*
„ *Radimskyanum Dain.*
„ *Chaperi Bayan.*
„ *Lachesis Bayan.*
„ *aff. cornucopiae Sow.*
„ *Vicentinum Bayan.*
„ *Cvijići Dain.*
„ *coracinum Oppenh.*
„ *vacianense Dain.*
„ *pentagonatum Schloth.*
„ *Vulcani Brongn.*
„ *corrugatum Brongn.*
„ *tristriatrum Lam.*
„ *lemniscatum Brongn.*

Cerithium Dal Lagonis Oppenh.
„ *Ostrovicense Dain.*
Strombus Tournoueri Bayan.
Terebellum fusiforme Lam.
„ *sopitum Sol.*
„ *pliciferum Bayan.*
Rostellaria crucis Bayan.
Cypraea corbuloides Bell.
„ *Proserpinae Bayan.*
„ *elegans Defr.*
Voluta Bezançonii Bayan.

Dubravica (nördlich Scardona).

Von dieser Lokalität gab zuerst Oppenheim[1]) Fossilbeschreibungen, und zwar überwiegend von Korallen. Auch die im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt befindlichen von Dubravica stammenden Versteinerungen sind zumeist Korallen, so daß ich der im folgenden wiedergegebenen Oppenheimschen Fossilliste lediglich drei weitere Nummulitenarten (*N. perforata, exponens, mamillata*) hinzufügen kann, die gleichfalls dort stellenweise reichlich vorhanden sind.

Schon die Nummuliten sprechen für die Zugehörigkeit dieser Lokalität zum oberen Mitteleocän und Herr Dr. von Kerner bestätigte mir auch dies. Auch Oppenheim parallelisierte Dubravica mit S. Giovanni Ilarione, war aber geneigt, Ostrovica tiefer (Monte Postale) zu stellen. Gleichwohl läßt, abgesehen von den im vorstehenden erörterten stratigraphischen und faunistischen Gründen, auch ein Vergleich der Korallenfaunen von Dubravica und Ostrovica als ziemlich sicher annehmen, daß Dubravica ebenso wie Ostrovica und Kasić ins obere Mitteleocän gehört.

Folgende Formen sind bisher aus dem Mitteleocän aus Dubravica bekannt:

Assilina exponens Sow.
„ *mamillata Arch.*
Nummulites perforata Orb.
Nummulites Lucasana Defr. (nach Oppenheim in den korallenführenden Bänken sehr häufig)
Millepora dalmatina Oppenh.
Heliopora Bellardii Haime
Cyclolites rhomboideus Oppenh.
Cyathoseris dinarica Oppenh.
„ *cf. formosa Ach.*
Leptoseris (?) raristella Opp.
Turbinoseris dubravicensis Opp.
„ *Pironai Ach.*

[1]) Über einige alttertiäre Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie. 1901.



Barysmilia dalmatina Opp.
Placosmilia lata Ach.
Phyllosmilia calyculata Ach.
Circophyllia gibba Opp.
Pattalophyllia cyclolitoides Bell.
„ *dalmatina Oppenh.*
Astrocoenia Hoernesi Opp.
Turritella trempina Carez
Natica incompleta Zitt.
Cerithium praebidentatum Opp.
„ *coracinum Opp.*

Vacciane.

Weniger sicher und einheitlich scheinen die wenigen aus Vacciane (nordnordwestlich Scardona) bekannt gewordenen Fossilien zu sein. Oppenheim beschreibt *Pholodomya Puschi Goldf.*, *Thracia Hoernesi Opp.*, *Velates Schmidelianus Chemn.*; im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt liegt nebst anderen verdrückten Fossilresten ein sehr guter Steinkern von *Solen plagiaulax Cossm.* Während die beiden ersten Formen auf jüngere Mergel hindeuten, scheinen die beiden letzteren aus mitteleocänen Schichten zu stammen. Die Kernersche geologische Spezialkarte (Kistanje—Drnis) läßt bei Vacciane obere Nummulitenschichten (oberes Mitteleocän) und Prominaschichten erkennen. Es wird sich daher mit den als von dieser Lokalität stammenden Formen ähnlich verhalten wie bei Ostrovica, wo auch mitteleocäne und jüngere (gegen Lišane) Mergel fossilführend entwickelt sind, so daß von nichtkundigen Sammlern die verschiedenaltrigen Fossilien nur als von jener Lokalität stammend weiterverbreitet werden.

Benkovac.

Zwischen Ostrovica uud Kasić führen die mergeligen Sandsteine des oberen Mitteleocäns an mehreren Stellen Fossilien, allerdings meist Steinkerne und noch dazu verdrückt. So südöstlich Benkovac an der Straße nach Ponti di Bribir (südlich Podvornice), woselbst ich *Porocidaris Schmideli, Velates Schmidelianus, Pecten Venetorum Opp.*, *Vulsella elongata*, außerdem *Orbitolites complanata* und zahlreiche Nummuliten (zumeist Gümbelien) und Orthophragminen nebst verquetschten Gastropodensteinkernen fand (cf. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 279).

Islam—Radovin.

Die Lagerungsverhältnisse dieser Mergel sind besonders in der Mulde von Islam—Radovin schön zu beobachten. Ich teile im folgenden hier nochmals die zum Teil (1903, l. c. pag. 279) gegebene Schichtfolge mit:

(Oben.)

Mächtige harte, hier fast fossilleere Kalksandsteine
Nummulitenmergel mit

Nummulites perforata Orb. s. h.
" *lucasana Defr.* s. h.
Assilina exponens Sow. h.
" *mamillata Arch.* h.
Orthophragmina cf. tenella Gümb. s. s.
" *ephippium Schloth.* s.
" *dispansa Sow.* s. s.
" *stella Gümb.* s. s.
Serpula spirulaea s.

dünne Konglomeratbänke
weiche, mit Quartär überdeckte Mergel
wenig mächtige Bänke von plattigen Kalksandsteinen
blaue und gelbe, zum Teil griffelförmig abgesonderte Mergel (mit Mikrofauna).
Knollenmergel und Hauptnummulitenkalk.

(Unten.)

Gastropoden, Korallen und Bivalven wie bei Kasić, Ostrovica sind hier zwar nur sehr spärlich, doch ist es ziemlich sicher, daß diese obersten Kalksandsteine, wenn sie nicht gleichaltrig, so doch um sehr wenig älter sind als diejenigen, welche an den oben besprochenen Lokalitäten die reichen Faunen einschließen.

Insel Arbe.

Ganz ähnlich sind diese mitteleocänen Mergel weiter im Nordwesten auf der Insel Arbe ausgebildet, wie die neuerlichen Untersuchungen und Aufnahmsarbeiten von Dr. L. Waagen klarlegten. In den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 285 beschreibt Waagen die Schichtfolge folgendermaßen: „Den Alveolinen-Nummulitenkalken sind zunächst ziemlich bröcklige (weiche) Mergel angelagert, welchen häufig dünne Sandsteinbänke (die Kalkmergel Radimskys) eingeschaltet werden. Nach oben nehmen diese Sandsteine zu sowohl an Zahl als an Mächtigkeit — man sieht Bänke bis zu 1 *m* Dicke — wodurch die Mergel fast vollständig verdrängt werden. Die noch höheren Mergel sind nur an wenigen Stellen erhalten."

Auch hier an den jetzt Arbe aufbauenden Schichten ist also eine ausgesprochene Vertiefung des mitteleocänen Meeres nach dem Absatze der Hauptnummulitenkalke wahrnehmbar. Denn ich glaube, daß eine mikroskopische Untersuchung der tieferen bröckligen, weichen Mergel sicher gleichwie in Südistrien und Norddalmatien auch auf Arbe eine reiche Mikrofauna erkennen lassen wird.

Die oberen Sandsteine sind reich an Nummuliten und werden an einer Stelle, soviel bisher bekannt ist, von Mergeln mit Kohlenspuren überlagert, die vom Alter und der Fazies der Prominaschichten sein dürften (cf. Waagen, l. c. 1904, pag. 286 und ff.).

Insel Veglia.

Etwas anders liegen die Verhältnisse auf der Insel Veglia. Das Eocän dieser Insel gliederte Stache[1]) folgendermaßen:

α) Nummulitenführende Kalkgruppe (untere Schichtengruppe):
1. Boreliskalke,
2. Hauptnummulitenkalk.

β) Gruppe der Konglomerate und Sandsteine (obere Schichtengruppe):
3. Versteinerungsreiche konglomeratische und mergeligsandige Schichten.
4. Versteinerungsarme oder leere Sandsteine und Mergel (der eigentliche Flysch oder Macigno und Tassello[2]).

Die untere kalkige Schichtengruppe entspricht ganz dem Hauptalveolinen- (bezw. Imperforaten-) und Hauptnummulitenkalke Norddalmatiens. Auch die Angabe Staches, daß der erstere etwa $^3/_4$ der ganzen Mächtigkeit dieses Kalkes betrage, paßt für Norddalmatien. Ebenso stimmen noch die unteren Teile der zweiten Schichtengruppe, da Stache bereits (l. c. pag. 262) anführt, daß auf die Kalke zunächst eine normale Zone von (an makroskopischen[3]) Versteinerungen sehr armen bläulichen tonigsandigen Kalkmergeln folgt und dann erst ein Wechsel von bald mehr mergeligen, bald mehr sandigen Schichten mit konglomeratischen Bänken und festeren Sandsteinen. Diese sind nun auch hier, gleichwie bei Kasić, Ostrovica, Dubravica u. a. die Fundstellen zahlloser Nummuliten und stellenweise auch höher organisierter Fossilien, namentlich Gastropoden, Bivalven und Korallen. Von den ersteren führte bereits L. Waagen 1902[4]) einige Arten an, so von Sv. Duh:

Nummulites Lucasana var. obsoleta Harp.
„ *perforata var. obesa Leym.*
„ *(Assilina) exponens Sow.*
„ „ *cf. subexponens Opp.*

und eine nahe verwandte Faunula von „westlich vom Jezero“, daneben von Orbitoiden *Orthophragmina dispansa* und *ephippium*.

Bei den Nummuliten ist auffallend, daß, obgleich hier typisch mitteleocäne Formen vorliegen, dieselben jedoch weitaus nicht so großen Typen des *Nummulites perforata* angehören wie die dalmatinischen Formen im gleichen Niveau, wie ich mich selbst überzeugen konnte. Es liegt nahe, das Vorkommen dieser gleichsam eine Hunger-

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 258, 259.
[2]) Ibidem pag. 264.
[3]) Nach meinen Untersuchungen der norddalmatinischen und südistrischen faziell gleichen Mergel dieses Niveaus, dürften auch diese Mergel von Veglia reich an mikroskopischen Organismen, besonders Foraminiferen sein.
[4]) Verhandl. geol. R.-A., pag. 72.

rasse von *N. perforata* darstellenden, auf Veglia vorkommenden Form mit der gleich zu besprechenden faziellen Verschiedenheit eines Teiles der oberen Schichtgruppe der Insel Veglia von den gleichaltrigen norddalmatinischen Schichten in Verbindung zu bringen. Die Schichten der fossilreichsten Lokalität Murvenica (Porto Paschiek nach Stache) liegen zwar, wie L. Waagens Detailaufnahme darlegte, transgressiv auf der Kreide, doch kann nach den Fossilvorkommen im Bescatale kein Zweifel darüber herrschen, daß die Lokalitäten Murvenica und „Bescatal" als gleichaltrig mit Kasić und Ostrovica bezeichnet werden können. Auffallend ist nun die Nr. 4 der Stacheschen Schichtreihe: Der „eigentliche Flysch", der nach Stache über den fossilreichen Schichten lagert und daher anscheinend obereocän ist. Nach den Neuaufnahmen von L. Waagen liegen die Verhältnisse jedoch etwas anders. Wie dieser bereits in seinen Reiseberichten über Veglia mitteilte und mir ausführlich darlegte, ist auf Veglia eigentlich kein ausscheidbarer Flyschkomplex vorhanden. Denn besonders zwischen Dobrigno und Besca nuova sind den Mergeln der Stacheschen Gruppe Nr. 3 in wechselnder Mächtigkeit und Zahl Flyschbänke eingelagert, d. i. Bänke glimmeriger Sandsteine, die im Habitus recht gut mit dem istrischen Flysch übereinstimmen. Streckenweise sind die Schichtflächen solcher härterer Flyschbänke besonders bei flacherer Lagerung auf größere Entfernungen bloßgelegt und erwecken dann den Anschein, als wenn es sich um einheitlichere Flyschvorkommen handle. In den Schluchten, besonders des Bescatales, sieht man jedoch deutlich eine mehr- bis vielfache Wechsellagerung von Mergel- und Flyschbänken mit eingestreuten Nummuliten, Bivalven und Gastropoden, die deutlich erkennen lassen, daß hier dasselbe Niveau wie von Sv. Duh und das vielleicht etwas jüngere von Murvenica zu suchen ist.

Die Flyschbänke der Insel Veglia gehören daher im wesentlichen noch ins obere Mitteleocän und sind zeitlich nicht von den versteinerungsreichen Schichten dieser Insel verschieden.

Von den fossilreichen Lokalitäten dieser Insel ist besonders hervorzuheben das Valle Murvenica (östlich Dobrigno, an der Ostküste von Veglia).

Die Lokalität, von der die folgenden Fossilien stammen, ist die gleiche, welche Stache[1]) als „Umgebung der Ruine Paschiek und des Val Stipana", auch kurz Porto Paschiek bezeichnete. Wie die Neuaufnahme der Insel Veglia durch Dr. L. Waagen klarlegte[2]) befindet sich das fossilführende Mitteleocän, von dem Stache (l. c.) die Liste angab, am Südrande des Valle Murvenica und nicht des Valle Pasjak, zum geringeren Teil auch des Valle Vodica. An der ersteren Lokalität ist eine kleine Partie des oberen Mitteleocäns nach Waagens Angaben in eine Mulde der oberen Kreide ein- und dieser direkt aufgelagert.

Die Umänderung des Lokalitätsnamens „Paschiek" in Murvenica, wie sie bereits Waagen vorschlug, scheint mir, abgesehen von der

[1]) Jahrb. k. k. geol. R.-A. 1867, pag. 263.
[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 223.

topographischen Richtigstellung, auch insofern erforderlich, als der Name Pasjak auf der Spezialkarte (1:75.000) nicht eingetragen und nach Waagens Angaben auch im Volke wenig bekannt ist.

Im folgenden gebe ich eine Liste von für Murvenica bezeichnenden Fossilien. Es sind zum größten Teile solche, die bereits Stache vorlagen und bei seiner Liste vom „Porto Paschiek" benutzt wurden. Außerdem sammelte Waagen gelegentlich seiner geologischen Aufnahme auf Veglia Fossilien auf, die in der folgenden Liste zum Teil mitberücksichtigt sind. Die Bestimmungen, beziehungsweise Revisionen wurden von Kollegen Waagen und mir gemeinsam durchgeführt und ich bin ihm dankbar, daß er mir erlaubt, seinen beabsichtigten ausführlichen Mitteilungen über Veglia vorzugreifen.

Ostrea aff. Martinsi Arch.
Spondylus rarispina Desh.
„ *radula Lam.*
Cardita angusticostata Desh.
Chama cf. calcarata Lam.
Lucina corbarica Leym.
„ *cf. depressa Desh.*
„ *aff. Cuvieri Bayan.*
Corbis lamellosa Lamk.
„ *aff. lamellosa Lam.*
Corbula exarata Desh. var.
„ *gallica Desh.*
„ *aff. gallicula Desh.*
„ *cf. anatina Lam.*
Delphinula lima Lam.
Turbo? aff. scobina Brong.
Velates Schmidelianus Chemn.
Turritella carinifera Desh.
„ *imbricataria Lam.*
„ „ *var.*
Cassis aff. harpaeformis Lam.
Cypraea elegans Defr.
Voluta aff. subspinosa (Bezançoni)
„ *crenulata Lam.*
Cerithium (Campanile) aff. cornucopiae Sow.
„ *aff. mutabile Lam.*
„ *aequistriatum Desh.*

Mit Ausnahme zweier Formen (*Ostrea aff. Martinsi* und *Turbo? scobina*), die für oligocäne Ablagerungen bezeichnend scheinen, liegen überwiegend mitteleocäne Arten vor, daneben auch solche, die auch ins Obereocän hinaufreichen. Und auch von den zwei erstgenannten Arten ist die Auster aus der Verwandtschaft der *O. Martinsi* schmäler, als es sonst diese Form zu sein pflegt, so daß sich diese Form ganz gut mit dem mitteleocänen Charakter der übrigen Formen in Einklang bringen läßt. Auch die zweite übrigens nicht besonders günstig erhaltene Form, die von Brongniart aus Castelgomberto beschrieben

wurde, dürfte auch in älteren Schichten vorkommen, da ja Dainelli *Delphinula cfr. scobina Brong.* aus Ostrovica anführt.

Auch die übrigen von Stache (l. c. pag. 264) bereits aus der Umgebung von Dobrigno und aus dem Bescatale zitierten Formen stimmen großenteils mit der Fauna von Murvenica überein und passen recht gut in den Rahmen einer Fauna des oberen Mitteleocäns.

Die Unterschiede, die zwischen den Faunen von Veglia und denen Norddalmatiens herrschen, sind wohl ohne Zwang auf die bereits in den Absätzen klar erkenntlichen Verschiedenheiten der physikalischen Beschaffenheit während der Zeit des obersten Mitteleocäns zurückführbar. Veglia stellt in dieser Hinsicht einen Übergang zwischen dem oberen Mitteleocän Norddalmatiens und dem Flyschbereiche Istriens dar.

Istrien.

Vom istrischen Eocän, und zwar von demjenigen der großen Doppelmulde von Triest—Pisino gab Stache bereits 1864[1]) folgende Gliederung:

α) Untere Schichtengruppe (Gruppe der Kalksteine):
1. Cosinaschichten;
2. Milioliden- oder Foraminiferenkalke;
3. Borelis- oder Alveolinenkalke;
4. Nummulitenkalke.

β) Obere Schichtengruppe (sandigmergelige Gruppe):
5. Petrefaktenreiche Mergel und Konglomerate:
   a) Krabbenmergel,
   b) lose Mergel mit harten Bänken wechselnd, fossilreich;
6. petrefaktenarme Sandsteine und Mergel (Macigno und Tassello im engeren Sinne).

Mit Ausnahme der unteren zwei Schichtglieder finden wir hier dieselbe Schichtfolge, wie sie Stache von Veglia gab. Aus Schichte 3, dem Borelis- oder Alveolinenkalke, stammen die Fossilien von Buje (Carsette und Sterna), die auf das mitteleocäne Alter des Alveolinenkalkes so eindringlich hinweisen.

Der Hauptnummulitenkalk ist gleich dem norddalmatinischen ausgebildet. Auf ihm lagern bläulichgraue, kalkige, teilweise knollig-wulstartig abgesonderte Mergelschiefer, die sich „an manchen Orten zu hydraulischem Zement zu eignen scheinen". Wir haben in dieser nicht sehr mächtigen Schichte zweifellos das stratigraphische und petrographische Äquivalent der nord- und mitteldalmatinischen Knollenmergel vor uns. Stache hebt das konstante Auftreten von Krabben in diesen Schichten hervor, und zwar als am häufigsten *Cancer punctulatus.*

---

[1]) Dieses Jahrbuch, pag. 69 u. ff.

In Dalmatien ist diese Zone allerdings zumeist fossilleer, doch konnte ich bei Orientierungstouren im Blatte Zara wahrnehmen, daß im Gebiete von Zara diese Mergelzone mächtiger ausgebildet ist als im übrigen Dalmatien und reich an Krabbenresten zu sein scheint.

Auch die übrigen Mergel der Gruppe 5 weisen nach Staches ausführlichen Beschreibungen eine ziemliche Ähnlichkeit mit den norddalmatinischen Mergeln des oberen Mitteleocäns auf. Denn es ist „eine Reihe von loseren, mehr sandigen Mergeln, zum Teil mit Glaukonitkörnchen, welchen meist zunächst schmälere, bald aber auch zum Teil mehrere Klafter mächtige feste Bänke[1]) von kalkigen konglomeratischen Schichten zwischengelagert sind. Wie ich an Mergeln dieses Niveaus aus der Umgebung von Albona (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 336) nachweisen konnte, sind diese Gebilde stellenweise reich an Mikroorganismen und stellen namentlich in den tieferen Partien Absätze eines tiefen Meeres dar, gleich manchen norddalmatinischen, so daß auch noch diese tieferen Mergel faziell recht gut mit denen Norddalmatiens übereinstimmen.

In den oberen Lagen kommen die zum Teil reichen Fossilfaunen vor, also in derselben Lagerung wie bei Kasić, Ostrovica etc., von denen ich im folgenden nach den Stacheschen Aufsammlungen eine Liste der bezeichnendsten anführe. Wie ein Vergleich mit den zweifellos altersgleichen Fossilfaunen Norddalmatiens dartut, ist der Unterschied diesen gegenüber ein recht auffälliger, was wohl damit zusammenhängt, daß die Gewässer, in denen sich in der Folgezeit (Obereocän und Oligocän) die mächtigen Flyschmassen absetzten, bereits im oberen Parisien eine von den norddalmatinischen abweichende Beschaffenheit besaßen. Während sich die norddalmatinischen Faunen mehr an diejenigen des vicentinischen Eocäns anschließen, sind schon aus der im folgenden gegebenen Liste, sowohl was Gattungen als auch was Arten anbetrifft, auffällige Beziehungen der istrischen Mitteleocänfaunen mit denjenigen des nordalpinen Eocäns wahrzunehmen.

Auffällig ist der große Reichtum an Echinodermen, der besonders von Taramelli und Bittner eingehend studiert wurde. Da diese Tierklasse an den norddalmatinischen Fossilfundstellen nur in ganz untergeordnetem Maße und überdies zumeist fragmentarisch vertreten ist, bringe ich in den folgenden Fossillisten vorwiegend Mollusken. Es ist wohl kein Zufall, daß die Seeigel im Spalatiner Miteleocän — abermals im Flyschbereiche — wieder eine reiche Entfaltung zeigen, während sie im norddalmatinischen Mitteleocän, wo die obereocänen und oligocänen Schichten in der Fazies der Prominaschichten ausgebildet sind, so arm vertreten sind.

Die 6. Gruppe — der Flysch — hat sich bisher so gut wie fossilleer erwiesen. Stache führt zwar l. c. pag. 79 schlecht erhaltene Dikotyledonenblätter und Süßwasserschnecken an, spricht jedoch selbst Zweifel an der Zugehörigkeit derselben zu den Eocänschichten aus. Gleichwohl läßt die Lagerung des istrischen Flysches in der Doppel-

[1]) Die sich allerdings infolge ihrer mehr brecciösen und flyschähnlichen petrographischen Beschaffenheit von den norddalmatinischen unterscheiden.



mulde von Triest—Pisino über den fossilreichen Schichten des oberen Mitteleocäns mit ziemlicher Sicherheit auf die Zugehörigkeit desselben zum Obereocän-Oligocän schließen.

Die folgende Liste ist im wesentlichen eine von Dr. L. Waagen und mir revidierte zusammengefaßte Wiedergabe der bereits von Stache 1864 (l. c.) angeführten Mollusken. Außerdem wurden einige von Oppenheim (Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1899, pag. 48) von Pinguente beschriebenen Arten einbezogen und einige wenige neue Angaben hinzugefügt. Am reichsten scheint die Lokalität Nugla (Rozzo) bei Pinguente zu sein, doch ist der Erhaltungszustand zumeist ein solcher, daß wenig mit den Fossilresten anzufangen ist [1]).

Ostrea Brongniarti Bronn. P., G.
Spondylus bifarius Schafh. N.
„ „ „ *var.* N.
„ *asperulus Münster.* Pg. (Oppenh.)
„ *Münsteri Gümb.* Pg. (Oppenh.)
Pecten Tchihatcheffi Arch. Pg. (Oppenh.)
„ *tripartitus Lam.* G.?
„ *aff. subtripartitus Arch.* P., N.
„ *squamiger Schafh.* Pg. (Oppenh.)
Lithodomus aff. Deshayesi Lam. G.
Neaera pisinensis Stache MC.
Crassatella aff. parisiensis Orb. N.
cf. Anatina rugosa Bell. N.
Teredo Tournali Leym. Gh., N., Pis.
„ *cincta? Desh.* MC., P.
Pleurotomaria Deshayesi Bell. P., Gh., N.
Velates Schmidelianus. P.
Scalaria aff. crispa Lam. N., MC.
Xenophora umbilicaris Sol. Pis.
„ *aff. confusa Desh.* P.
Strombus giganteus Münst. P.
Morio diadema Desh. (= *Cassidaria carinata Lam.*). N., Gh., MC.
Cypraea aff. inflata Lam. Gh.
Voluta crenulata Lam. MC.
Nautilus umbilicaris Desh. MC.
„ (*Aturia*) *ziczac Sow.* (*lingulatus Desh.*) MC., N.
Serpula spirulaea Leym. N., G., Gh.
„ *subparisiensis Greg.* (Oppenh.) Pg.

[1]) G. = Galignana, Gh. = Gherdosella, MC. = Monte Canus, N. = Nugla, P. = Pedena, Pis. = Pisino, Pg. = Pinguente (Oppenheim).

Außerdem sind besonders Seeigel häufig, die ich jedoch aus dem bereits erwähnten Grunde nicht anführe. Der Fossilreichtum ist besonders bei Nugla weitaus größer, als aus der obigen Fossilliste ersichtlich ist, doch macht der oft sehr schlechte Erhaltungszustand der vorliegenden Stücke eine nähere Bestimmung fast unmöglich. Auch Oppenheim spricht von einem „im großen und ganzen trostlosen Zustande".

Kosavin (kroatisches Küstenland).

Auch aus dem kroatischen Küstenlande ist seit 1884 fossilreiches Eocän bekannt, und zwar aus der Muldenzone von Novi am Ostrande des Canale del Maltempo. Die im vorstehenden angeführte Fauna vom Valle della Murvenica stammt vom Westrande derselben Meerenge. Da auch die Fossilien der Lokalität Kosavin, wie schon Frauscher annahm, dem oberen Mitteleocän angehören, so scheint es befremdlich, daß die Fossilien dieser Lokalität so stark von den übrigen küstenländischen, sowohl von den norddalmatinischen als auch von den istrischen, ja selbst von denen von Veglia abweichen.

In Kosavin ist nach Frauschers Angaben [1]) folgende Schichtfolge zu beobachten (linke Reihe):

Rotes, hartes Konglomerat	Obereocän vermutlich, Prominakonglomerat?
Hellgraue Sandsteine mit zahlreichen Nummuliten Dunkelgraue fossilreiche Sandsteine, welche aber nach unten nahezu versteinerungslos werden Blaugraue Mergel	Höhere mitteleocäne Mergel und Sandsteine; auch in Kasić und Ostrovica nehmen die fossilführenden Schichten eine ähnliche Position ein
Eocänkalk von gelblichweißer Farbe	Hauptalveolinen = und = Nummulitenkalk (unteres Mitteleocän)
Kreidekalke	Kreide

Aus obiger Parallelisierung ergibt sich also eine recht vollständige Übereinstimmung des kroatischen und norddalmatinischen Eocäns. Auch im kroatischen Küstenlande erfolgte nach dem Absatze der mitteleocänen Kalke eine ausgesprochene Vertiefung des Meeres (blaugrauer Mergel, das ist das Niveau, in dem ich in Norddalmatien durchweg reiche Mikrofaunen nachwies), sodann allmähliches Seichterwerden. Ob die harten roten Konglomerate tatsächlich Äquivalente der Prominaschichten darstellen, müssen weitere Untersuchungen ergeben;

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 58.

unwahrscheinlich ist dies keineswegs, da mergelige Äquivalente derselben ja neuerdings auf Arbe wahrscheinlich gemacht wurden [1]).

Kürzlich wurde die Lokalität von de Stefani und Dainelli besucht und die Frauscherschen (Hireschen) Angaben über die Lagerungsverhältnisse bestätigt [2]).

Obgleich nun Kosavin und Kasić gleichaltrig sind, ist doch auffällig, daß selbst die neue revidierte und erweiterte Fossilliste von Dainelli auch nur *Velates Schmideliana* gemeinsam mit Kasić hat, obgleich aus Kosavin bisher 70—80 Arten bekannt sind. Unter den etwa 2000 Stücken, die Frauscher untersuchte, waren 1200 Cerithien, die sich auf 14 Arten, und 400 Buccinen, die sich auf 5 Arten verteilen. Die Hauptmasse sind kleine Gastropoden, Bivalven sind spärlich, Korallen etwas zahlreicher. Daß diese anscheinend so große Verschiedenheit der Fauna von Kosavin den übrigen istro-dalmatinischen Mitteleocänfaunen gegenüber nicht lediglich durch eine Altersverschiedenheit bedingt sein kann, wie dies Oppenheim in seiner vergleichenden Tabelle darstellte, indem er für Dubravica oberes Lutetien, für Kosavin Bartonien annahm, scheint mir nach der oben gegebenen stratigraphischen Vergleichung sicher zu sein.

Schon die Nummulitenfauna, welche ganz in den Rahmen der sonst aus dem oberen Mitteleocän bekannten Faunen paßt, (*Nummulites lucasana*, *striata*, *Assilina exponens*, *granulosa)* spricht, abgesehen von den Lagerungsverhältnissen, gegen eine wesentliche Altersverschiedenheit.

Frauscher nennt die Fauna eine „Litoralfauna von ganz eigentümlicher Entwicklungsart“ (l. c. pag. 61). De Stefani und Dainelli sprechen sich (l. c. pag. 156) dahin aus, sie sei „di tipo salmastro“ also eine Brackwasserfauna. Doch scheint dagegen das Vorkommen von zahlreichen Nummuliten sowie von Korallen und Seeigeln (Frauscher führt zwölf Korallen- und eine Seeigelart an) zu sprechen, wenngleich ein Anklang an brackische Faunen nicht geleugnet werden kann. Mir scheint daher die von Frauscher ausgesprochene Ansicht viel plausibler, daß eine marine Küstenfauna vorliegt. Der von den italienischen Forschern hervorgehobene brackische Charakter der Gastropoden scheint mir indessen nicht sowohl durch eine Biemengung von süßem Wasser, als vielmehr durch verwesende organische Substanzen bedingt. Denn Th. Fuchs hat schon 1872 [3]) darauf hingewiesen, daß größere Massen von in Fäulnis übergehenden Tangen oder anderen Organismen die Ansiedlung einer Fauna von brackischem Charakter bedingen, die nach vollendeter Verwesung der Tange wieder einer rein marinen Fauna Platz machen. Und ähnliche Verhältnisse scheinen mir auch im Absatzbereiche der fossilführenden Schichten von Kosavin geherrscht zu haben. Denn abgesehen von der obenerwähnten Zusammensetzung der Fauna läßt sich auch das Vorkommen der „hellgrauen

---

[1]) S. diese Verhandl. 1904, pag. 287: L. Waagen, Geologischer Bau der Insel Arbe.

[2]) Roma, Rendiconti r. accad. Lincei 1902, I. Sem., pag. 154: De Stefani e G. Dainelli, I terreni eocenici presso Bribir in Croazia.

[3]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 21.

Sandsteine mit zahlreichen Nummuliten" über den „dunkelgrauen fossilreichen Sandsteinen" viel besser mit meiner obigen Vermutung als mit einer Aussüßung in Einklang zu bringen.

Mit den im vorstehenden besprochenen Fossilfundstellen wäre im wesentlichen das istrisch-norddalmatinische Mitteleocän, worüber ich neue Angaben oder Gesichtspunkte zu bringen vermochte, erschöpft; dennoch möchte ich im folgenden noch einiges über das Mitteleocän von Spalato und Metković sagen, da diese Gebiete in jüngster Zeit Gegenstand von eingehenden Studien waren und ich diese Eocängebiete mit dem norddalmatinischen Eocän vergleichen möchte.

Spalato.

Das Eocän der Umgebung von Spalato war in neuerer Zeit mehrfach der Gegenstand von Studien und Erörterungen [1]. Da ich dasselbe aus eigenen näheren Untersuchungen nicht kenne, würde ich mich hier nicht näher damit befassen, wenn mich nicht die im folgenden dargelegten Gründe dazu veranlassen würden.

Herr Dr. von Kerner übergab mir nämlich im Vorjahre eine Suite Nummuliten und Orbitoiden (Verhandl. 1903, pag. 89) aus den tieferen Schichten seiner oberen Flyschzone, als deren Alter ich beim Fehlen jeglicher Formen der *Perforata*-Gruppe Bartonien oder Ligurien annahm. Nun führte Dr. A. Martelli (Palaeont. italica 1902, VIII. Bd.) aus seiner dritten obersten, vermutlich Kerners oberer Flyschzone entsprechenden Schichtengruppe vom Monte Marian [2]) *Nummulites perforata* und *Lucasana* in mehreren Varietäten von S. Stefano und Botticelle als sehr häufig an, desgleichen eine Anzahl von Fossilien, besonders *Cyphosoma cribrum Ag.*, *Columnastraea Caillaudi Mich.*, *Pecten Bonarelli*, *Echinolampas Suessi Laube* und *Ranina Marestiana*, die mit großer Wahrscheinlichkeit darauf hindeuten, daß Herr Martelli mit der Deutung seiner „Marianschichten" als Luteziano superiore (oberes Mitteleocän) recht hat. Auffällig ist nun, daß in der mir vorgelegenen Foraminiferenfauna lediglich mitteleocäne Formen fehlen. Es ist nun ja leicht möglich, daß die *Perforata*-Gruppe zwar bei Botticelle und S. Stefano reich vertreten ist, in den wesentlich gleichaltrigen Schichten nördlich davon, woher die von mir untersuchten Foraminiferen stammen, fehlen; denn mit Ausnahme der einen kleinen *Paronaea*, die von mir damals als *cfr. Boucheri* bezeichnet wurde, kommen ja die übrigen Formen *Operculina*, *Heterostegina*, *Orthophragmina* und *Nummulites* ebenso im Mitteleocän wie in den jüngeren Schichten vor.

---

[1]) Vgl. F. Kerner und R. Schubert. Kritische Bemerk. zu H. A. Martellis Arbeiten über die Geologie von Spalato. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 325.)

[2]) Die Bezeichnung der obersten Schichtengruppe als Schichten vom Monte Marian ist deshalb unpassend, weil der Monte Marian, wie Kerner (l. c.) nachwies, einen Aufbruch der tiefsten Mitteleocänschichten (Hauptalveolinenkalk) darstellt.

Da außerdem Martelli auf Grund von Fossilbestimmungen hauptsächlich zu einer Dreigliederung des Spalatiner Eocäns kam, die mit der von Kerner festgestellten Dreigliederung recht gut in Einklang zu bringen ist, möchte ich gegenwärtig, solange nicht sichere Anhaltspunkte für ein bartonisch-ligurisches Alter der „oberen Flyschzone“ vorliegen, annehmen, daß der Spalatiner Flysch im wesentlichen mitteleocän sei, höchstens in seinen oberen Zonen noch ins Obereocän reiche.

Die kalkige Gruppe ist nach Kerners Untersuchungen ähnlich wie in Norddalmatien entwickelt: Alveolinenkalk, Hauptnummulitenkalk (sehr schmal) und darüber, vermutlich im Niveau des Knollenmergels, ein Hornsteinkalk (am Monte Marian). Denn „im Küstengebiete von Traú wird der Hauptnummulitenkalk nicht von Knollenmergeln, sondern von einem lichten, Hornsteine führenden Kalke überlagert, welcher nur spärliche Nummuliten enthält“ (Kerner, Erläut. zu Blatt Sebenico—Traú, 1902, pag. 29).

In folgender Tabelle habe ich daher die Gliederung von Kerner und von Martelli in Übereinstimmung zu bringen und mit dem istrisch-norddalmatinischen Mitteleocän zu vergleichen gesucht.

Dr. von Kerner	Dr. A. Martelli	Norddalmatien—Istrien	
Obere Flyschzone	—	Obereocän	
	Schichten vom Monte Marian (oberes Lutetien)	Faunen von Kasić, Ostrovica, Murvenica, Pinguente—Pisino, Kosavin etc.	oberes Mitteleocän
Klippenflysch	Schichten von Spalato (Übergangszone)	Fossilarme Mergel und Sandsteine	
Untere Flyschzone	Schichten von Salona (mittleres Lutetien)	Helle, weiche Mergel mit reicher Mikrofauna (Banjevac, Zara, Lavsa, Albona etc.)	
Hornsteinkalk des Monte Marian	—	Knollenmergel (Krabbenschichten)	unteres Mitteleocän
Hauptnummulitenkalk		Hauptnummulitenkalk	
Alveolinenkalk		Hauptalveolinenkalk	

Metković.

C. de Stefani und A. Martelli gaben 1902 [1]) als Ergebnis ihrer Studien über das Eocän von Metković und die Herzegowina folgende Gleichstellung:

				Nach meiner Auffassung	
Mitteleocän	Oberes Lutetien	V.	Kalk mit *Nummulites Tchihatcheffi* und *complanata*	? Obere Nummulitenschichten	Mitteleocän
	Mittleres Lutetien	IV.	Kalk mit mehr Assilinen und granulierten Nummuliten	Haupt-nummulitenkalk	
	Unteres Lutetien		Kalk mit mehr subretikulierten Nummuliten		
Untereocän	Ypresien	III.	Kalk mit großen Alveolinen und kleinen Nummuliten	Haupt-alveolinenkalk	
	Sparnacien	II.	Kalk mit großen Alveolinen		
	Thanetien	I.	Kalk mit kleinen Alveolinen und Milioliden	Oberer Foraminiferenkalk	?

Die Verfasser haben in ihrer durch keine Bestimmungen höher organisierter Fossilien begründete Gliederung und Parallelisierung des Eocäns von Metković die Nummulitenkalke als dem ganzen Grobkalke entsprechend angenommen. Ich kenne nun die geologischen Verhältnisse jener Gegend zwar nicht näher, zweifle aber nicht daran, daß auch hier wie im übrigen Dalmatien und der Herzegowina [2]) die Kalke lediglich der unteren Hälfte der mitteleocänen Schichtfolge entsprechen und daß die sandigmergelige Gruppe, die das obere Mitteleocän repräsentiert, auch in der weiteren Umgebung von Metković sich auch mit Sicherheit nachweisen lassen. Offenbar sind

[1]) I terreni eocenici dei intorni di Metcovich in Dalmazia e in Erzegovina. Roma, Rendiconti r. acc. Lincei. Vol. XI, pag. 112.

[2]) Auch hier sind, wie bereits F. Katzers Aufnahms- und P. Oppenheims paläontologische Arbeiten ergaben und ich mich bei meiner vorjährigen Studienreise überzeugen konnte, die mitteleocänen Schichten deutlich in eine untere kalkige und obere sandigmergelige, lokal (Konjavac, Trebistovo, Dabrica etc.) sehr fossilreiche Gruppe zu trennen. Die eocäne Schichtfolge beginnt in der Regel mit Imperforatenkalken, doch fehlen stellenweise ausgesprochene Nummulitenkalke, indem auf Kalke, welche Alveolinen und Nummuliten in gleicher Häufigkeit enthalten — also anscheinend über dem dalmatinischen Grenzniveau zwischen Hauptalveolinen- und Hauptnummulitenkalk — Konglomerate folgen und darüber sandigmergelige Schichten (z. B. Hum bei Mostar), so daß dann eine Lücke in der Schichtfolge vorzuliegen scheint.

an den von den beiden italienischen Forschern besuchten Lokalitäten die jüngeren Schichten infolge tektonischer oder denudierender Vorgänge nicht mehr völlig erhalten. Denn diese Nummulitenkalke sind es, die in der benachbarten Herzegowina die Basis jener (vielleicht in Gruppe V enthaltenen) mergeligen Schichten bilden, welche die so typisch oberparisischen Faunen von Konjavac und Trebistovo einschließen [1]). Übrigens gehen die Kalke der Gruppe IV nach den Angaben der Verfasser nach oben in Mergel über und wechsellagern mit solchen und mit kompakten fossilleeren Kalken, so daß die Möglichkeit vorhanden ist, daß die obersten Schichten von IV bereits in die mergelige Gruppe gehören. Gruppe V. wurde lediglich nach Aufsammlungen von Prof. Gasperini faunistisch (Nummuliten) beschrieben und nur der in der Tabelle gebrauchte Ausdruck „calcari nummulitici con N. Tchihatcheffi e complanata" läßt mich daran zweifeln, daß die oberen Nummulitenschichten (höheren mitteleocänen Gebilde) damit gemeint sind. In der Beschreibung wird der petrographische Charakter nicht näher beschrieben und nur von strati nummulitici, le cui nummuliti sono disgregate gesprochen, was mit dem von den Autoren angenommenen Alter (oberes Lutetien) stimmen würde. Außerdem habe ich an anderer Stelle zu beweisen gesucht, daß die Kosinaschichten und keineswegs die Alveolinenkalke als untereocän, also als Vertreter des Tanetiano und Sparnaciano aufzufassen sind.

In seinem geologischen Führer durch Bosnien und die Herzegowina 1903 gab Dr. F. Katzer ein Profil durch das Eocän von Dubravica. Auf der Kreide lagern „ohne auffällige Diskordanz" gelbe Miliolidenkalke, sodann hellgraue Mergelkalke mit zahlreichen Milioliden und einzelnen großen Alveolinen und nesterweise mit leider zumeist zerpreßten Mollusken mit verkalkten Schalen (darunter *Natica Vulcani Brongn.*, *N. cf. incompleta Zitt.*). Darüber ein ziemlich mächtiger Schichtkomplex von Alveolinenkalken (graugrün und schwarzgefleckt und hellgelb). Das Hangendste bilden dortselbst Kalke, mit vereinzelten kleinen, retikulierten Nummuliten. Katzer betont, daß alle Schichten miteinander durch Übergänge verknüpft sind und unter das Mitteleocän nicht wesentlich herabreichen dürften und nimmt zu der Gliederung und Parallelisierung von Stefani-Martelli eine ähnliche Stellung wie ich es im vorstehenden tat.

IV. Obereocän—Oligocän.

Was ich an neuen Tatsachen oder Gesichtspunkten, die sich aus der Betrachtung und Vergleichung bereits bekannter Tatsachen in betreff des älteren Eocäns ergaben, zu bringen vermochte, habe ich mitgeteilt. Uber die jüngsten Paläogenschichten der österreichischen Küstengebiete kann ich mich um so kürzer fassen, als unsere

[1]) Vgl. Oppenheim. Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1899, pag. 105 und Beiträge zur Pal. Öst.-Ung., XIII. Bd., 1901, pag. 194 u. ff.



diesbezüglichen stratigraphischen Detailkenntnisse keineswegs bis zu einer wünschenswerten Klarheit gediehen sind. Der Grund liegt vornehmlich in dem im ganzen spärlichen Vorkommen der Fossilien, dem zumeist sehr ungenügenden Erhaltungszustande derselben, der großen Verbreitung von völlig fossilfreien Konglomeraten und wenigstens in der westlichen von mir studierten Hälfte des Verbreitungsgebietes der Prominaschichten in den infolge starker Störungen schwer mit Sicherheit erkennbaren Lagerungsverhältnissen.

Daß die aus den Prominamergeln bekannten Faunen jünger als mitteleocän sind, darüber herrscht seit langer Zeit kein Zweifel. Neuerdings haben sich mit dem Monte Prominagebiet vor allem v. Kerner, Dainelli und Oppenheim, der erstere vorwiegend in tektonisch-kartographischer, die beiden letzten in palaeontologischer Hinsicht beschäftigt, und über den westlichen Teil des Verbreitungsgebietes der Prominaschichten habe ich selbst kürzlich eine Arbeit in diesem Jahrbuche veröffentlicht. Aus allen bisherigen Ergebnissen erhellt, daß das jetzige Norddalmatien im Obereocän größtenteils von Süß- und Brackwasser, teilweise auch Flachsee bedeckt und Festland war und dann nochmals vom Meere überflutet wurde. Die Fossilreste dieses letzten Abschnittes schließen sich fast durchweg an oligocäne Typen an, sind jedoch, wie bereits erwähnt wurde, zum Teil zu schlecht erhalten, zum Teil weichen sie von den übrigen bekannten Formen derart ab, daß bei dem sporadischen Vorkommen derselben ein Schluß auf ein genaues Niveau oder eine detaillierte Gliederung des jüngsten Mergel- und Konglomeratkomplexes bisher unmöglich war und meines Erachtens eine durchgreifende Gliederung in absehbarer Zeit kaum wird möglich sein, so sehr dies auch manchem wünschenswert sein mag. Ich meine da natürlich nicht bloß die Feststellung einer ganz detaillierten lokalen Schichtfolge der einzelnen Mergel- und Konglomeratbänke, vielleicht sogar ohne genügende Berücksichtigung der überkippten oder anderweitig gestörten Lagerungsverhältnisse, sondern eine auf Grund umfassender Fossilaufsammlungen und Bestimmungen durchgeführte Spezialgliederung und Verfolgung etwa gewonnener Unterabteilungen über das ganze Verbreitungsgebiet der Prominaschichten. Für die gegenwärtig fast beendete geologische Aufnahme dieses Verbreitungsgebietes im Maßstabe 1:75.000 schien es Dr. von Kerner im östlichen, mir im westlichen Teile genügend, lediglich die Mergel von den Konglomeraten zu trennen.

Ich nehme davon Abstand, alle bisher aus diesen jüngeren Schichten genannten Fossilien anzuführen und möchte hier nur hervorheben, daß von den zwei am allgemeinsten verbreiteten Fossilgruppen, den Orbitoiden und Nummulitiden, die ersteren sich nur unwesentlich von denjenigen des Mitteleocäns unterscheiden, daß hingegen die letzteren auffällig von den älteren Faunen verschieden sind. Die großen dicken, so auffälligen Gümbelien *N. perforata Lucasana* sind verschwunden, desgleichen die großen Assilinen (*A. spira, exponens, granulosa)*; von den großen Paronaeen ist lediglich *P. Tchihatcheffi* häufiger, und zwar zumeist ohne seine mikrosphärische, große flache Begleitform *P. complanata*, sonst bilden kleine Paronaeen den

Hauptbestandteil der Nummulitenformen in den kalkigen und mergeligen Absätzen. Bezüglich der Mollusken verweise ich vornehmlich auf P. Oppenheim (Über einige altertiäre Faunen der österr.-ungar. Monarchie [l. c.], G. Dainelli Il miocene del monte Promina in Dalmazia [Pal. italica, VII, 1901] sowie auch auf meine Arbeit in diesem Jahrbuch 1904 (Heft 3, 4).

Zusammenfassung.

Ich habe im vorstehenden dargelegt, daß die Hauptmasse der Eocänschtichten der österreichischen Küstenländer — jedenfalls mehr als bisher angenommen wurde — dem Mitteleocän angehört.

Ich habe auch betont, daß eine genaue und detaillirte Parallelisierung des küstenländischen Eocäns mit demjenigen Frankreichs und Englands mir gegenwärtig untunlich scheint und daß die naturgemäße, überall leicht ersichtliche und durchführbare Gliederung des Mitteleocäns eine Zweiteilung in eine untere kalkige und obere sandigmergelige Gruppe ergibt. Obgleich nun in der unteren Hälfte der kalkigen Gruppe (besonders im Alveolinenkalk) eine bisher für den Pariser Grobkalk recht bezeichnend gehaltene Form — *Orbitolites complanata L.* — stellenweise, und dies nicht selten, sehr häufig vorhanden ist, halte ich gleichwohl die Imperforatenkalke teilweise für etwas älter als den Grobkalk, als wenigstens teilweise dem Londinien entsprechend. Denn niveaubeständig ist *Orbitolites complanata* doch nicht, wie sein zweifelloses Vorkommen in drei Niveaux (Alveolinenkalk, obere Kalksandsteine, Prominamergel) beweist, und die Auflagerung des Alveolinen- beziehungsweise Imperforatenkalkes auf dem sicher nicht jünger als untereocänen Kosinakalke sowie die im vorstehenden angeführten faunistischen Gründe bewogen mich zu jener Annahme, die ja übrigens nicht neu ist.

Durch die zum Teil neuen, zum Teil revidierten und ergänzten Fossillisten ist klar ersichtlich, daß der bereits altbekannte fazielle und faunistische Unterschied zwischen Norddalmatien und Istrien im Obereocän und Oligocän, und zwar besonders der letztere, schon im oberen Mitteleocän recht ausgeprägt war. Gleichwohl ist die Übereinstimmung noch so weit gewahrt, daß mit Sicherheit auf Grund der Schichtfolgen dargetan werden konnte, daß die reichen mitteleocänen Faunenlokalitäten der österreichischen Küstengebiete — Nugla, Pinguente, Gherdosella, Pedena, Galignana, Kosavin, Valle Murvenica (Paschiek), Kasić, Ostrovica, Dubravica und andere — sämtlich einem und demselben stratigraphischen Niveau angehören. Bemerkenswert sind hierbei die vielfachen faunistischen Beziehungen der dalmatinischen Lokalitäten mit dem vicentinischen sowie der istrischen mit dem nordalpinen Eocän.

Die kalkige Gruppe (das untere Mitteleocän) ist in auffallend analoger Weise entwickelt, desgleichen die untere Hälfte der sandigmergeligen Gruppe. Im unteren Mitteleocän erfolgten die Absätze



des jetzigen norddalmatinisch-istrischen Eocänbereiches in fast gleichartigen Küstenmeeren, auch die Vertiefung der Meeresteile nach dem Absatze des Hauptnummulitenkalkes erfolgte in gleicher Weise und erst mit dem Wiederseichterwerden während des oberen Mitteleocäns begann jene Differenzierung der physikalischen Verhältnisse, die im Obereocän und Oligocän ihren Höhepunkt erreichte, die zum Absatz von mächtigen Flyschmassen einer- und marinen bis brackischlimnischen Mergeln und Konglomeraten anderseits führte.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien, III., Erdbergstraße 3.

lato	Metković (nach Stefani und Martelli)
—	—
enkalk Marian)	I. Kalk mit kleinen Alveolinen und Miliolinen II. Kalk mit großen Alveolinen III. Kalk mit großen Alveolinen und kleinen Nummuliten
itenkalk Marian)	Kalk mit mehr subretic. Nummuliten IV. Kalk mit mehr Assilinen und großen Nummuliten
einkalk Marian)	
lyschzone hichten von h Martelli)	zum Teil IV. und V. Kalke? mit *Nummulites Tchihatcheffi* und *complanata*
oder mittlere e Kerners von Spalato artelli)	
hichten vom Marian) zone Kerners	

Tafel II.

Säugetierreste von Wies.

Erklärung zu Tafel II.

Fig. 1—5. *Trochictis cf. hydrocyon P. Gerv.*

Fig. 1. Schädelfragment mit den Eckzähnen und dem Pr_2.

Fig. 2. Vorderansicht des kompletten Unterkiefers mit den Eckzähnen und den randlichen Schneidezähnen.

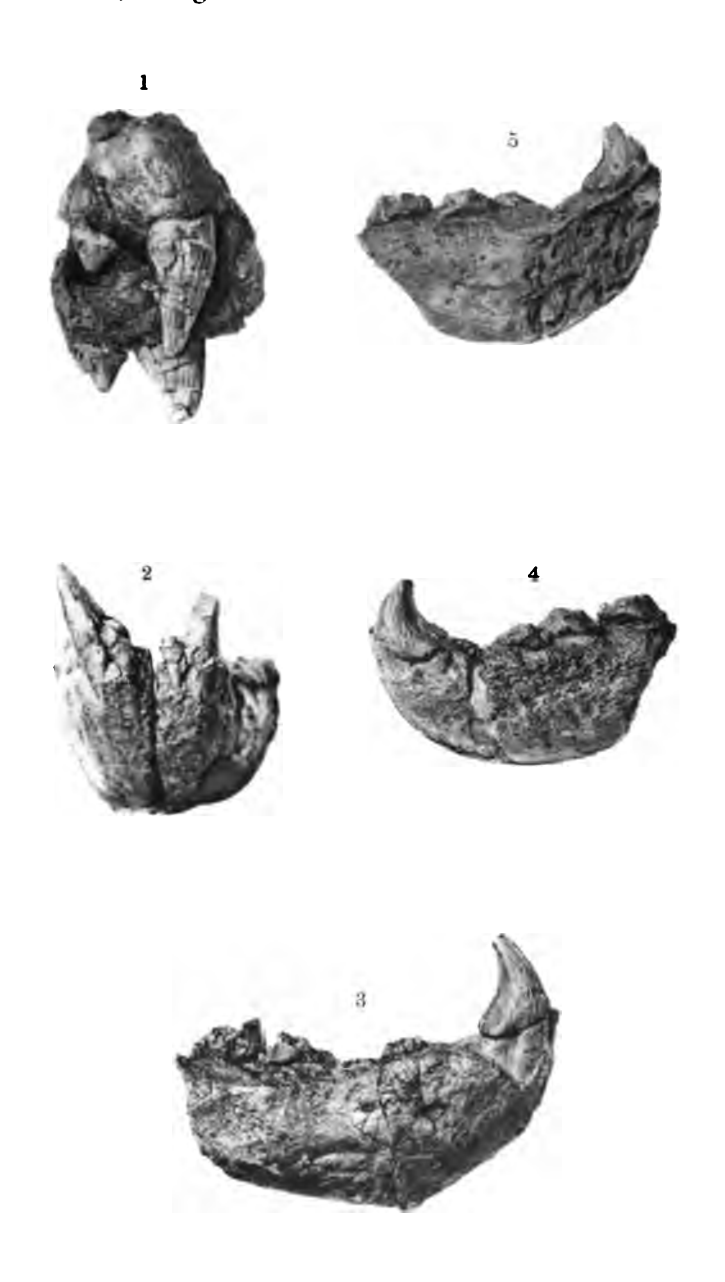
Fig. 3. Rechtseitiger Unterkieferast mit dem Eckzahn, den $Pr_3 + Pr_4$ und einem Fragment des Reißzahnes; von außen.

Fig. 4. Linkseitiger Unterkieferast mit dem Eckzahn, den $Pr_2 + Pr_3 + Pr_4$; von außen.

Fig. 5. Desgleichen; von innen.

Alle Abbildungen in natürlicher Größe.

Sämtliche Originale befinden sich in der Sammlung der Montanistischen Hochschule in Leoben.



Autor phot. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LV, 1905.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel III.

Über einen dem Thunfische verwandten Raubfisch der Congerienschichten.

Erklärung zu Tafel III.

Fig. 1. Linker Unterkieferast von *Pelamycybium* (*„Sphyraenodus“*) *sinus vindobonensis n. g. et n. sp.* von Siebenhirten.
a) von außen, b) von innen, c) von oben, d) ($^2/_1$) ein einzelner Zahn.

Fig. 2. Bruchstück, hinteres Ende des Oberkiefers (Intermaxillare) von der Seite und von oben.

Fig. 3. Bruchstück mit Zähnen.
Fig. 2 und 3 von Siebenhirten.

Fig. 4. Rechter Unterkieferast von außen.

Fig. 5. Rechter Unterkieferast eines anderen Exemplars.

Fig. 6. Oberkiefer von der Außen- und Innenseite.
Fig. 4—6 von Vösendorf.

Fig. 7 und 8. Kieferreste mit Zähnen eines anderen Fischrestes der Congerienschichten von Inzersdorf.

Fig. 9. Teile des Zungenbeines des Fisches von Siebenhirten.

Fig. 10. Wirbelsäule von *Pelamycybium* (*„Sphyraenodus“*) *sinus vindobonensis* von Siebenhirten ($^1/_2$ natürl. Größe).

Fig. 11. Die drei ersten Halswirbel in natürl. Größe.

Fig. 12. Zwei Halswirbel von Leopoldsdorf ($^1/_1$).

Fig. 13. Wirbel aus der mittleren Partie der Wirbelsäule ($^1/_1$).

Fig. 14. Die Schwanzwirbel mit der Hypuralplatte ($^1/_1$).

Fig. 15. Abgebrochener unterer Dorn des drittletzten Schwanzwirbels ($^1/_1$), von oben (a) und von unten (b).

Fig. 16. Die Hypuralplatte ($^1/_1$) von der Seite (a) und von hinten (b).

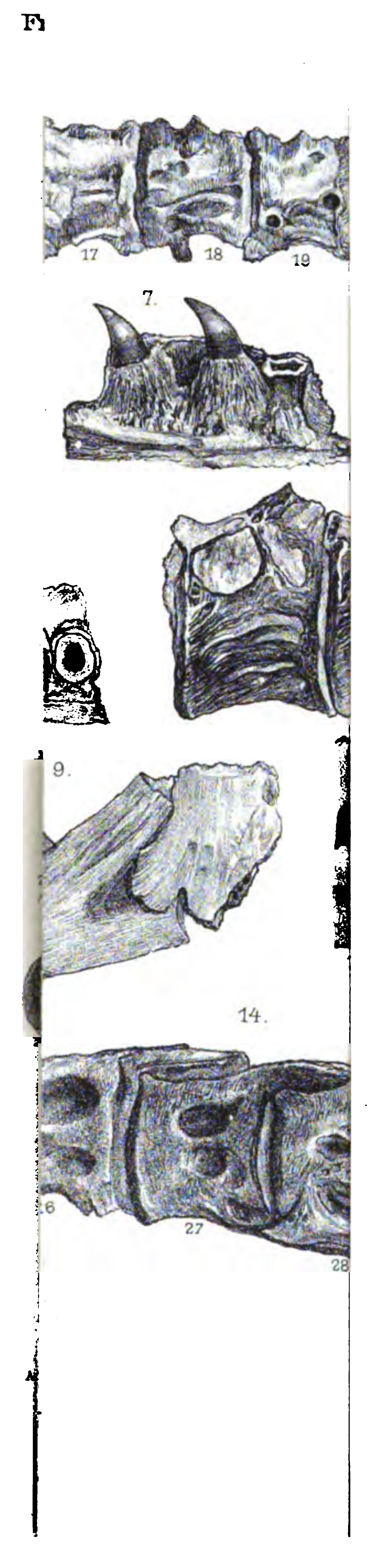
Fig. 17. Brustflossenstrahl.

Fig. 18 und 19. Teile des Kiemengerüstes ($^1/_1$).

Fig. 20. Eine Gräte ($^1/_1$).

Fig. 21. Eine Schuppe ($^4/_1$).

Die Fischreste von Siebenhirten (Fig. 1—3, 9—11, 13—21) befinden sich in der Sammlung der Lehrkanzel für Geologie an der k. k. technischen Hochschule in Wien, die übrigen Stücke im k. k. naturhistorischen Hofmuseum (Geologisch-paläontologische Abteilung).


17
18
19
7.
9.
14.
26
27
28

Die Gruppe des Gollinger Schwarzen Berges.

Von Prof. **Eberhard Fugger** in Salzburg.

Mit 4 Zinkotypien im Text.

Einleitung.

Eines der interessantesten Gebiete in bezug auf die geologischen Verhältnisse ist unstreitig die Umgebung des Schwarzen Berges bei Golling (ich trenne hier absichtlich die beiden gesperrt gedruckten Worte, der Berg heißt nämlich im Munde der Bewohner der näheren und weiteren Umgebung desselben der „Schwarze Berg"). Ich kannte einzelne Teile des Gebietes schon seit vielen Jahren ziemlich genau, wurde jedoch bei den neuerlichen Begehungen des Jahres 1904 auf so viele Details aufmerksam, daß ich mich nicht enthalten konnte, eine kleine Monographie dieser Gegend zu schreiben, um so mehr, als die Tagebücher meines leider so früh verstorbenen Freundes Dr. Alexander Bittner reiches Beobachtungsmaterial von seinen Aufnahmen im Jahre 1883 enthalten. Ich habe dieses Material in der nachfolgenden Schilderung eingehend benutzt und will seine Beobachtungen dadurch kenntlich machen, daß ich sie zwischen Anführungszeichen setze und am Schlusse jeder seiner Angaben den Buchstaben B in Klammern anfüge.

Nachstehend die Literatur über die Geologie einzelner Teile des Terrains:

1873. H. Wolf. Das Gipsvorkommen von Grubach. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, pag. 47.

1882. V. Uhlig. Zur Kenntnis der Cephalopoden der Roßfeldschichten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XXXII, pag. 373—396.

1883. A. Bittner. Der Untersberg und die nächste Umgebung von Golling. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 200—204.

1884. — Aus den Salzburger Kalkalpen. Das Gebiet der unteren Lammer. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 78—87.

1885. E. Fugger und K. Kastner. Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. Salzburg, bei H. Kerber, pag. 87—97.



Der Gollinger Schwarze Berg.

Das Gebiet dieser Berggruppe möchte ich als ein unregelmäßiges Viereck auffassen, dessen Grenze im W die Salzach, im N der Kärterer Bach, der obere Weitenauer Bach und der Seewaldsee, im O der March- und Aubachgraben und im S die Lammer bildet. Es ist ein in geologischer Beziehung äußerst verworrenes und darum um so interessanteres Terrain.

Die kleine Ebene am rechten Salzachufer gehört teils dem Alluvium, teils dem Diluvium an; die Grenzlinie der Diluvialterrasse zieht von der Brücke der Reichsstraße über den Kärterer Bach gegen 400 *m* weit südlich hin, biegt dann gegen die Straße zurück und verläuft ungefähr längs derselben bis zum Markte Golling. Der Bahnhof Golling sowie die neuen Hotels stehen bereits auf alluvialem Boden. Südlich der Gollinger Parkfelsen verläuft die Grenzlinie in einem weit gegen O ausbauchenden Bogen zur Abzweigung der Abtenauer Straße von der Reichsstraße, zieht östlich, aber ziemlich nahe der letzteren bis gegen die Duscher Brücke und biegt von hier nordwärts gegen NW ausbauchend an die südwestliche Ecke des Haidberges.

Das gebirgige Terrain ist von vielen Gräben durchschnitten. Der Kärterer Bach entspringt am Grabenwaldrücken, etwa nordnordöstlich der Spitze des Schwarzen Berges, fließt in der Richtung gegen W, wendet sich in der Nähe des Bauernhofes Mooseck gegen N, nimmt etwas südlich vom Orte Grubach den Grubbach, der in der Nähe des Gutes Aubauer und des Hundekars entspringt, und in der Ortschaft Grubach einen von O, vom Bauerngute Lienbach kommenden Seitenbach, den Lienbach, auf. Bei Grubach wendet sich der Kärterer Bach wieder gegen W, fließt in tiefer Schlucht abwärts und verläßt unterhalb der Grabenmühle sein enges Tal, um am Nordfuße des Auerhölzl und schließlich in der offenen Ebene der Salzach zuzufließen.

Ein Flußlauf, der von der Mitte des Gebietes gegen W zieht, ist der Kellauer- oder Mitterbach. Er entspringt am Westgehänge des Schwarzen Berges, fließt in ziemlich gerader Richtung gegen W und nimmt in seinem oberen Laufe an seinem rechten Ufer mehrere Nebenbäche auf, während er von den Hügeln an seinem linken Ufer nicht einen nennenswerten Zufluß erhält. Beim Kellgut verläßt er den Graben und ergießt sich nach einem Laufe von 2 *km* durch die Ebene nördlich von Golling in die Salzach.

Ein ziemlich bedeutender Fluß ist die Lammer, welche die Südgrenze unseres Gebietes bildet. Sie entspringt oberhalb Lungötz an der Südseite des Tännengebirges, umfließt dasselbe entlang seiner ganzen Ost- und Nordseite und mündet in der Nähe des Nordendes des Gollinger Tunnels in die Salzach. Bei Strubreit betritt sie unser Gebiet, zwängt sich in enger Klamm unter mancherlei Windungen zwischen den Gehängen des Schwarzen Berges einerseits und des Strubberges anderseits bis Engelharter, hier erweitert sich das Tal etwas, aber erst unterhalb des Dorfes Scheffau treten die Höhen am rechten Ufer zurück, während die Lammer an ihrem linken Ufer bis nahe ihrer Mündung den Fuß des Tännengebirges bespült.



Die Lammer erhält an ihrem rechten Ufer mehrere Zuflüsse von geringer Bedeutung zwischen dem Haidberg und Sonnberg; wichtiger und tiefer eingerissen ins Terrain ist der Glassergraben, der zwischen Lehngriesalpe und Rabenstein entspringt und den Sonnberg vom Haarberg trennt. Zwischen Engelharter und dem Veitsbrückl stürzen ebenfalls ein paar kleine Bäche in die Lammerschlucht. Der Wallingbach entspringt in der Nähe der Wallingalpe, ostsüdöstlich der Spitze des Schwarzen Berges, fließt in einem ziemlich tiefen Graben anfangs nach O, dann nach SSO und mündet bei dem Bauerngute Elzen östlich vom Veitsbrückl. Der bedeutendste Zufluß der Lammer im Gebiete der Schwarzen Berggruppe ist jedoch der Aubach mit seinen Nebenbächen, dem Marchbach und Weitenauer Bach.

Der Aubach entspringt nordöstlich vom Labenberg und tritt anderthalb Kilometer oberhalb Bichl an die Grenze unseres Gebietes; hier nimmt er den von N kommenden Marchgraben auf, dessen Quellen am Dürrenstein und Trattberg liegen, und bei Bichl selbst den Weitenauer Bach. Unterhalb Bichl bildet er in einer schönen Schlucht den hübschen Aubachfall und mündet gegenüber Strubreit in die Lammer. In der Nordostecke unseres Gebietes befindet sich der reizend gelegene Seewaldsee in 1078 *m* Meereshöhe, ein kleiner See, direkt in Fels gebettet, dem ein paar kleine Bäche ihr Wasser zuführen. Er ist 420 *m* lang, seine Breite beträgt 136 *m*, in der Mitte jedoch wird er bis zur geringen Breite von 40 *m* eingeschnürt; seine größte Tiefe ist 11 *m*. Die durch die Einschnürung entstehenden Hälften sind in ihrer Größe nicht viel voneinander verschieden [1]). Sein Abfluß geschieht nach ONO und ergießt sich nach einem Laufe von wenig mehr als 1 *km* Länge in den Marchgraben, der, tief in Dolomit eingerissen, in streng südlicher Richtung dem Aubache zufließt.

Der Weitenauer Bach endlich entspringt in dem Sumpfe westlich des Seebachsees, fließt anfangs nach W, biegt dann beim Putzerbauer in einem scharfen Bogen um einen niedrigen Hügelzug herum, um beim Bauernhof Lienbach die direkte Richtung nach O einzuschlagen; aus dieser Richtung biegt er jedoch bald wieder ab gegen SO und behält dieselbe — abgesehen von verschiedenen größeren Krümmungen — bei bis zur Kloiber Alpe; hier vertieft sich sein Bett, das in östlicher Richtung weiterzieht, stellenweise schluchtartig und mündet bei Bichl in den Aubach. Der Weg, den der Weitenauer Bach von seinem Ursprunge bis zur Mündung zurücklegt, beträgt mindestens 14 *km*, während Ursprung und Mündung kaum 5 *km* voneinander entfernt sind.

Die höchste Erhebung des Gebietes ist der Schwarze Berg, 1583 *m*, dessen Hauptkamm in schroffen Felswänden von W nach O zieht. Gegen N fällt er verhältnismäßig weniger steil und weniger gegliedert ab, nach allen übrigen Richtungen sendet er verschiedene Arme und Kämme aus, die besonders gegen Golling hin in eine Reihe von Hügeln auslaufen, während nördlich davon das Voreck einen von S nach N verlaufenden Höhenzug von mehr als 900 *m* Meeres-

[1]) Fugger. Salzburgs Seen. Mitteil. d. Gesellsch. für Salzburger Landeskunde. 1893. Bd. XXXIII, pag. 28.

höhe bildet. Eine zweite selbständige Berggruppe kulminiert im NO des Gebietes im Klingelberg, 1366 *m*, eingeschlossen vom Seewaldsee, dem Weitenauer Bache und dem Marchgraben.

Die Hügel der Ebene.

In der Salzachebene erheben sich einige isolierte Hügel zwischen Kärterer Bach und Mitterbach; der nördlichste derselben, das bereits erwähnte Auerhölzl am linken Ufer des Kärterer Baches zwischen dem Wirtshause „zum Schwan" und der Kellau, besteht aus Roßfelder Sandstein, der südlichste, der Karstein, in der Generalstabskarte mit der Höhenangabe 495 *m* bezeichnet, mit seinem kleinen Vorhügel an der Mayerhofer Ötz, gehört den Hallstätter Schichten an. Es sind graue feinkörnige, fast dichte, massige Kalke, die in einem ehemaligen Steinbruche an der Südseite des Hügels aufgeschlossen sind; „an der nördlichen Spitze ist das klotzige Hallstätter Gestein typisch entwickelt, aber fossilleer" (B).

Der Kärterer Bach.

Am Ostrande der Ebene liegt das Wirtshaus „zum Schwan" in der Strubau. Hier treten die ersten Kalkplatten auf, und zwar Oberalmer Kalke mit Hornsteinknollen; in den kleinen Steinbrüchen daselbst ist die Lagerung etwas verworren, aber im allgemeinen in h 9 mit flachem Einfallen nach NO; etwas weiter bergeinwärts, bei der Schmiede, stehen sie steil und fallen nach SSW. Bald nachdem die Fahrstraße von Kuchl her auf das linke Ufer des Kärterer Baches übersetzt, etwa 400 Schritte oberhalb der Schmiede, stehen direkt am rechten Ufer dünnschichtige graue Mergel an, flach liegend in gebogenen Schichten, welche bereits den Schrammbachmergeln angehören „und einige Ammoniten führen" (B). Die Überlagerung des Jura ist daher hier entschieden nicht regelmäßig; vielleicht zieht schon an dieser Stelle eine der vielen Bruchlinien des Gebietes durch. Wenige, etwa 20 bis 30 Schritte weiter oben trifft man ebenfalls am rechten Ufer schwarze zerknitterte Mergelkalke mit weißen Adern. „Von dieser Stelle bis hinauf nach Grubach beobachtet man an beiden Bachufern mächtige Massen von Neokomgestein, das vorherrschend bachauswärts, etwa nach WSW fällt und von der Grabenmühle an größtenteils den zementmergelartigen Habitus der Schrammbachschichten besitzt. Aptychen sind in den Mergeln nicht gerade selten" (B). Aber auch Kalke treten in diesen Schichten auf.

Unmittelbar hinter, das heißt oberhalb der Grabenmühle stehen am rechten Ufer die Kalke an, dicht, grau bis gelblich mit weißen Adern, partienweise mit Hornsteinknollen, häufig zerdrückt und zerquetscht, hie und da mit ganz dünnen Zwischenlagen eines schwarzen Mergelschiefers, aber auch mit einzelnen kompakten Bänken, deren Mächtigkeit mehr als 1 *m* beträgt. In 555 *m* Meereshöhe beobachtet man am linken Ufer etwa 100 Schritte vom Bache entfernt eine Felswand, deren Gestein ebenfalls aus den dunkelgrauen Mergelkalken mit weißen Adern besteht. Bei der kleinen Mühle unmittelbar ober-



halb der Grabenmühle zieht eine massige Kalkbank von 3 bis 4 *m* Dicke durch. In zirka 600 *m* Höhe steht eine verfallene Mühle; hier ist an der Fahrstraße am linken Ufer ein dünnblättriger Kalk, eigentlich ein Mergelschiefer mit weißen Kalkspatzwischenlagen entblößt; im Bache selbst jedoch lagern Bänke von 10 bis 60 *cm* Mächtigkeit. Etwa 10 *m* höher stürzt der Bach über eine mächtige klotzige Kalkbank als Wasserfall in die Tiefe. Der Kalk ist körnig, bräunlichgrau mit blauen und grünen Punkten, hin und wieder mit roten Hornsteinknollen sowie durchzogen von hellen und dunklen dünnen Adern; am Wege (linkes Ufer) dagegen steht wieder der dünnbankige, dunkelgraue bis schwarze, zerknitterte Mergelkalk mit weißen Kalkspatadern und einzelnen Eisenkiespünktchen an. Bei 630 *m* führt eine Brücke, die erste im Graben, ans rechte Ufer; hier läßt sich die Lagerung der Mergelkalke bestimmen in h 8, 10° mit 34° Einfallen nach SW.

Die Straße zieht den Bach entlang aufwärts etwa in der Richtung von W nach O oder WSW nach ONO; die Schichten der Schrammbachmergel und Mergelkalke sind derart gebogen, daß die Straße von den jüngeren Schichten immer tiefer in die älteren eintaucht, dann aber wieder aus den älteren in die jüngeren aufsteigt. In 650 *m* Höhe trifft man reingrauen, ziemlich dunklen Kalk; bei 670 *m* oberhalb der zweiten Brücke stehen am linken Ufer Roßfeldschichten an; man befindet sich hier überhaupt in den jüngeren Kalken, welche besonders in 695 *m* Höhe mit den dichten, bräunlichgrauen, hellen Kalken mit weißen Adern und partienweisen Einlagerungen von Hornsteinknollen, wie sie hinter der Grabenmühle auftreten, vollkommen übereinstimmen. Ihre Lagerung ist hier in h 8, 5° mit 5° Einfallen gegen SW. Am linken Ufer beobachtet man an dieser Stelle hellgraue, dünnschichtige Mergelschiefer in der Mächtigkeit von mindestens 8 *m*.

In 710 *m* Höhe überschreitet man die vierte Brücke; gleich oberhalb derselben stehen geschichtete Schrammbachmergelkalke an, dicht, grau, stellenweise mit dicken, weißen Kalkspatadern, an den Schichtflächen rein mergelig, in Platten von 3—5 *cm* Mächtigkeit und darüber. 10 *m* höher befindet sich die fünfte Brücke, sie leitet den Weg aufs rechte Ufer hinüber; die Schichten der Kalkmergel und Mergelschiefer sind hier stark gebogen und die Wände erreichen am linken Ufer eine Höhe von 80—100 *m*, am rechten sogar eine solche von 120—150 *m*. Wenig weiter oben ist am rechten Ufer ein ehemaliger Steinbruch, der aber heute als solcher kaum mehr kenntlich ist; es sind dünnplattige Mergelschiefer, hell- oder dunkelgrau, mit weißen Spatadern, sie enthalten ziemlich viel Aptychen und Fucoiden, auch schlecht erhaltene Ammoniten sowie einen Brachiopoden, der wohl *Terebratula diphya Colon* sein dürfte.

In 725 *m* Höhe zwischen der sechsten und siebenten Brücke sieht man am linken Ufer wieder dünnplattige Roßfelder Mergelschiefer und sandige Mergel, in 750 *m* Höhe endlich befindet man sich auf der Höhe von Grubach, im sogenannten G r u b a c h b o d e n. Dieser ist hügelig und mit Vegetation bedeckt, die Bäche, der Kärterer Bach mit seinen Zuflüssen, dem Lienbach und Grubbach, sind nicht tief ins Terrain eingeschnitten; dennoch entblößt der erstere an seinem



linken Ufer die Fläche eines Gipslagers, das weißen Gips durchzogen von schwarzen Tonadern und hie und da Durchschnitte einer Schnecke enthält, welche lebhaft an *Rissoa alpina* erinnern. Die neokomen Mergel fallen hier durchaus nach SO, sie fallen also unter den Gips ein, „der doch jedenfalls den Werfener Schiefern angehört, dessen Schichten annähernd oder ganz dasselbe Einfallen zu haben scheinen“ (B).

Geht man am Lienbach aufwärts, so findet man Spuren von Salzgebirge im Bache, während höher am rechten Ufer sich hie und da Schrammbachschichten bemerkbar machen; in weiterer Entfernung vom linken Ufer scheinen Werfener Schiefer anzustehen. An diesem unteren Bachlaufe ist der Fundort der berühmten Blauquarze. Diese Quarze sind, wenn sie vollständig entwickelte Kristalle bilden, entweder farblos oder von nur schwach lichtblauer Farbe, die undeutlich kristallisierten oder derben Stücke dagegen sind indigo- bis berlinerblau gefärbt und stets von erdigem oder faserigen Krokydolith begleitet, welcher von mattem Glanze, lichtblau, offenbar dem Quarze die Farbe gibt. Andere begleitende Mineralien sind Brauneisenerz, Kalkspat, Dolomit und Speckstein. Die Blauquarze und Krokydolithe finden sich hier nicht anstehend, sondern sind lose im Schutt enthalten; der Ort, wo sie anstehen, ist nicht bekannt. Sie entstammen aber höchstwahrscheinlich den Werfener Schiefern, die ja am Lienbach entlang an verschiedenen Stellen anstehen. Im Aufwärtsschreiten trifft man am rechten Bachufer eine Wand von Gips von etwa 25 *m* Höhe, unterhalb lagert grauer Gipsmergel. In 797 *m* Meereshöhe beobachtet man im Gipsterrain am linken Ufer ein viereckiges Loch von dem Aussehen eines zusammengewachsenen Stollens, jedoch ohne jede Spur von Zimmerung; aus dem Loche fließt eine Quelle. Es liegt die Vermutung nahe, daß hier ein alter Stollenbau vielleicht auf Brauneisenstein bestand, aus welchem auch die Blauquarze stammen könnten. Weiter oben steht abermals eine hohe Gipswand am Wege (rechtes Ufer) und hier findet man im Bache (800 *m* ü. d. M.) auf eine längere Strecke aufwärts zahlreiche, ziemlich große Trümmer eines dunkelgrünen, melaphyrartigen Gesteines, welches jedenfalls aus nächster Nähe dieses Auftretens stammen muß; den Ort selbst habe ich nicht gefunden und er dürfte auch in dem vielfach verstürzten Terrain schwer zu finden sein. Weiterhin ist der Bach auf 10 *m* durch eine Rutschung verschüttet, das Wasser fließt durch den Gips unterirdisch hindurch und kommt dann aus einem Loche wieder zum Vorschein. Auf dem Abgerutschten stehen Bäume in fast normaler Stellung. Bei dieser Stelle steht am Wege eine hohe Wand von Schrammbachschichten und kaum 100 Schritte weiter oben (845 *m*) wieder eine Gipswand von etwa 30 *m* Höhe. An den Quellen des Baches kommen hie und da die Roßfeldschichten zutage.

Ostsüdöstlich von Grubach befindet sich der große Gipsbruch[1]), etwa 810 *m* ü. d. M., er besitzt eine Länge von mehr als 150 *m*. Sein Gips ist ziemlich rein, stellenweise vollkommener Alabaster, und auf seinen Lager- und Kluftflächen findet sich häufig

---

[1]) Siehe H. Wolf, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1873, pag. 47.

reiner kristallinischer Schwefel ausgeschieden. Durch die Wände des Steinbruches sind viele sehr schöne Schlote ausgewaschen sowie viele Wasserrinnen mit fein ziselierten Kerbungen. An einer Stelle sah ich eine kleine Menge umbraartigen Gesteines. Überall am oberen Rande der Wände sieht man den Gips direkt von Humus und Vegetation überdeckt. Das Gipsterrain dieser Gegend, dessen Größe mehr als 1 km^2 beträgt, zeigt alle jene nur denkbaren Formen, welche durch Auslaugung so weichen Gesteines in langer Zeit sich ergeben. Der Grubachwald ist ein fortwährender Wechsel von runden Hügeln und runden, oft tiefen Trichtern, die sich in den Gips eingefressen haben, welcher ohne jede andere Decke als die des Humus und der darauf befindlichen Vegetation an die Oberfläche tritt. „Auch dieser große Gipsbruch wird gegen SO abermals scheinbar von Roßfeldschichten, die nach NW fallen, unterlagert, welche auch hier zahlreiche schlecht erhaltene, verkieste Ammoniten und eine diphyaartige Terebratel enthalten. Östlich davon breitet sich ein weites, flaches, zum Teil sumpfiges Alpengebiet aus“ (B).

Von Grubach führt ein Weg den Grubbachgraben entlang zum Bachgut; am rechten Ufer steht meist Gips an, der hier wieder in mehreren ziemlich großen Steinbrüchen gewonnen wird, am linken Ufer oberes Neokom. Aber auch auf dem rechten Ufer finden sich an manchen Stellen Roßfeldschichten direkt am Gips, und zwar wieder denselben unterteufend. Die Roßfelder Mergel bilden Platten von 15—30 *cm* Mächtigkeit und enthalten zahlreiche sehr kleine Aptychen; sie liegen in h 4, 8° und fallen unter 45° nach NNW. Am oberen Ende des Grabens, gerade unter dem Bachgute, steht ein glaziales Konglomerat an; auf der Höhe daselbst liegt wieder Gips und auch hier fallen die neokomen Schichten unter denselben ein. „Vom Bachgute gegen den Schwarzen Berg hin erheben sich einzelne Hügel mit hornsteinführenden Kalken, ähnlich denjenigen, welche an den Roßfeldabstürzen gegen die Trockentannalpe auftreten und trotz ihrer auffallenden Ähnlichkeit mit den Oberalmer Kalken den Roßfeldschichten zugezählt werden müssen“ (B).

Wandert man von Grubach aus am Kärterer Bach auf dem Fahrwege aufwärts, der allmählich teils durch waldiges, teils durch feuchtes und sumpfiges Terrain ansteigt, so errreicht man in 780 *m* Höhe eine kleine ebene Fläche am rechten Bachufer, in deren Hintergrund sich eine Felswand von 40—50 *m* Höhe erhebt, deren Gestein ziemlich reiner Gips mit Einlagen von einzelnen größeren Tonklumpen ist. Wenige Meter über dieser Stelle schneidet die Straße, welche am rechten Bachufer hinführt und hier steil ansteigt, grauen Gipston an und etwas weiter oben treten Tonschiefer mit *Lingula tenuissima Br.* zutage. Bei 860 *m* ist ein scheckiger Gips aufgeschlossen, in mehr oder weniger weißem Gips finden sich zahlreiche Punkte und Adern von schwarzem Ton. Etwa 20 *m* höher stehen an beiden Ufern graue Roßfelder Sandmergel an in h 3, 8° mit 50° Einfallen nach NW, also ebenfalls wieder unter den Gips dringend. Weiter oben sind den Sandmergeln wiederholt metermächtige Bänke von dunklem festen Sandstein mit weißen Adern eingelagert.

Bei Mooseck befindet man sich an einer Biegung des Baches;

während der Lauf desselben zwischen Mooseck und Grubach die Richtung von S nach N hat, fließt der Oberlauf von O nach W. Hier (875 *m*) steht wieder ein junges Konglomerat an; die Gegend ringsherum ist hügelig, die Hügel gehören den Roßfeldschichten an; am Bache selbst ist Sumpf, dessen Unterlage, nach den einzelnen Findlingen und kleinen Aufschlüssen zu schließen, die Werfener Schiefer bilden. Der isolierte Hügel unmittelbar südöstlich von Mooseck ist mit zahlreichen Gesteinstrümmern verschiedener Provenienz bedeckt, seine Unterlage dürfte wohl schon dem Ramsaudolomit, der in seiner Nachbarschaft auftritt, angehören, „während der Höhenzug, welcher das rechtseitige Gehänge des oberen Kärterer Baches bildet, östlich vom Bachrainergut wieder anstehendes Gipsgebirge, überlagert von einer unbedeutenden Dolomitmasse, zeigt. Vom Bachrainer dehnen sich gegen SW und W Alpenwiesen aus, deren steiler Südabfall von den vorher erwähnten knolligen, hornsteinführenden, dunklen Kalkmergeln der Trockentannalpe gebildet wird“ (B).

In der Meereshöhe von beiläufig 880 *m* verläßt man im oberen Kärterer Graben das Terrain der Werfener Schiefer und tritt am linken Ufer direkt an den Fuß des Schwarzen Berges, das sogenannte G s e n g, und hier steht Ramsaudolomit an, an welchem man durch eine Strecke von zirka 250 *m* hinwandert, während am rechten Ufer sehr spärlich Roßfeldgesteine zutage treten. Weiterhin ist das Gehänge mit Schutt überdeckt; aber in der Höhe von 900 *m* findet man nicht ein einziges Stück Dolomit mehr, dagegen helle und graue Dachsteinkalke, Lithodendronkalke, rote Liaskalke mit Crinoiden und Belemniten als Trümmergestein. Bei 920 *m* erhält der Bach von links einen Zufluß und nun führt der Weg, der schon lange aufgehört hat, ein Fahrweg zu sein, zwischen den beiden Bächen auf glazialem Schutt aufwärts bis zur Höhe von 945 *m*, zur Quelle des linkseitigen Baches. Bei 950 *m* steht man an der Quelle des Kärterer Baches am Fuße einer Felswand eines hellen, rötlichgelben Kalkes ohne Versteinerungen.

Der Graben zieht noch in der gleichen Richtung eine Strecke aufwärts und in 965 *m* liegt die Wasserscheide zwischen dem Kärterer und Weitenauer Bache. Dieser Punkt bietet einen guten Überblick über die obere Weitenau und deren östlichen Hintergrund, den Klingelberg mit dem Ameseck. Die Felswände des Schwarzen Berges zeigen hier den eben beschriebenen hellen Kalk. Beim Abstiege in das Weitenauer Tal sind dann an vielen Stellen die sandigen Mergelschiefer der Roßfeldschichten aufgeschlossen.

Der Mitterbach

hat, wie schon eingangs erwähnt, seine Quellen am Westgehänge des Schwarzen Berges im Dachsteinkalk und Hauptdolomit. Beiläufig in der Meereshöhe von 900 *m* dürfte hier die Grenze zwischen Haupt- und Ramsaudolomit liegen und erst in dieser Höhenlage entwickelt sich der eigentliche Graben. Die Talwände zu beiden Seiten, besonders an der rechten, sind ziemlich steil, doch sind einzelne Einschnitte vorhanden, durch welche Wege auf den Grabenrand hinaufführen; so zieht sich ein Weg an der linken Talseite hinauf zur Lehngriesalpe



durchaus über Ramsaudolomit, ein zweiter Weg in einem Seitengraben auf derselben Seite zur Einsattelung zwischen dem Südwestausläufer des Schwarzen Berges und dem Haidberge; es ist dies jener Berg, welcher in der Generalstabskarte als Haarberg unmittelbar südlich von Hinter-Kellau bezeichnet wird. Es existiert aber noch ein zweiter Haarberg mit der Kuppenhöhe 1115 *m* östlich von diesem und darum ist es besser, bei der alten Bezeichnung Haidberg für die westliche Kuppe mit der Höhenangabe 673 *m* zu bleiben.

Dieser letztere Weg, welcher zum Bauernhause Haarötz (eigentlich Haidötz), 720 *m*, nahe unterhalb der Wasserscheide gegen das Lammertal hinaufführt, scheint der Hauptsache nach über Werfener Schiefer zu gehen, denn an verschiedenen Stellen von der Talsohle bis oben findet man einzelne grüne und rote Schiefer und die Mulde von Haarötz sowie die Eintiefung des Abstieges gegen Scheffau ist sicher dem Werfener Schiefer und Gipsterrain angehörig. In 675 *m* Höhe ist an diesem Wege im Mitterbachgraben Ramsaudolomit anstehend; weiter unten — bei 600 *m* — zeigen sich Reste einer Moräne mit gekritzten Steinen.

Am rechten Ufer des Mitterbaches führt ein Weg hinauf zum Haarecker Bauer; auch an diesem Wege ist der Ramsaudolomit vielfach aufgerissen und treten die Werfener Schiefer, sehr steil gestellt, rot und sandig, dann grau in Verbindung mit Gips mehrfach zutage.

So wie man den eigentlichen Talboden (520 *m*) betritt, hat man die kleine Ebene der Hinter-Kellau vor sich, durch welche sich der Bach langsam hinwindet; die Ränder des Tales lassen vielfach die Werfener Schiefer in einzelnen Fundstücken zutage treten, während die Mitte des Tales von jüngeren Schottern bedeckt ist und rechts und links die Ramsaudolomite emporragen. Nach einer Strecke von 700 bis 800 *m* verengt sich wieder das Tal und der Bach fällt in kleinen Kaskaden zwischen Oberalmer Kalken, welche von O nach W streichen und steil nach N fallen, abwärts in die Ebene der Vorder-Kellau. Unmittelbar oberhalb der Bachschlucht führt ein Graben am linken Ufer hinauf nach St. Anton; hier auf der Einsattelung zwischen Haidberg und Rabenstein tritt ebenfalls wieder vom Tal bis zur Höhe Werfener Schiefer auf zwischen dem Ramsaudolomit des Haidberges und den Oberalmer Schichten der südöstlichen Partie des Rabenstein. Dieser Aufriß bis auf das Gipsgebirge zieht sich hier ebenso wie jener der Haarötz auf die jenseitige Berglehne hinüber und an derselben hinab.

Die Ebene unterhalb der Schlucht des Mitterbaches, also gewissermaßen seine unterste Talstufe, bildet ein Rechteck von etwa 400 *m* Länge längs der Bachrichtung und über 300 *m* Breite; ihr Boden gehört dem Alluvium an. Am unteren Rande der Bachschlucht beobachtet man noch auf eine kurze Strecke hin gegen N die Oberalmer Kalke, aber schon 100 Schritte vom Bach entfernt tritt ein massiger Fels auf von hellem, sehr dichten, klingenden Kalk, den ich mit Bittner als den Hallstätter Schichten angehörend bezeichnen möchte. Am Fuße dieses Felsens lagert eine Moräne mit gekritzten Steinen. „Zwischen den Oberalmer Kalken und den hellen Hallstätter Kalken reicht quer eine Spur von Gipston hinein, welche, wie es scheint,

direkt von bröckligem, hellen Ramsaudolomit überlagert ist" (B). Die Nordostseite der Ebene begrenzt ein steiles grasiges Gehänge, an welchem hie und da die typischen grauen Roßfelder Sandsteine zutage treten, „größtenteils flach liegend, an manchen Stellen Ammoniten führend" (B). Die Südseite wird von den Hallstätter Kalken des Rabenstein begrenzt; die Begrenzung der Ebene an der Westseite geschieht durch ein kurzes, schmales und niedriges Band von Oberalmer Kalken, welches zwischen die Hallstätter Kalke des Rabenstein und die Roßfelder Sandsteine des Voreckes eingeschaltet ist.

Nachdem der Bach diese Oberalmer Kalke durchschnitten hat, tritt er in die diluviale Ebene des Salzachtales ein. Er fließt noch eine Strecke am Fuße des Rabenstein hin, „dessen Felsmasse hier typisch entwickelter Hallstätter Kalk ist. Man findet in demselben zahlreiche Ammonitenbrut sowie einige größere Arcesten; die Farben des Gesteines sind so schön und bunt wie bei Hallein und Hallstatt" (B). Weiterhin wendet sich der Bach gegen NW, fließt an dem Hallstätter Kalke des Karstein vorüber und tritt jenseits der Reichsstraße in das Alluvialgebiet ein, um nach kurzem Laufe in die Salzach zu münden.

Die Lammer

tritt unterhalb Voglau bei der Bichler Brücke in das Gebiet des Schwarzen Berges und bildet dessen südliche Grenze. Die Straße von Abtenau nach Golling führt von hier ab am Lammerufer entlang, und zwar in der Schlucht an deren linkem Ufer, nachdem sie dieselbe verlassen hat, am rechten. Die Schlucht, welche einerseits vom Haarberg und dessen östlichen Ausläufern, den Höhen des Wallingwinkels, anderseits von den Gehängen des vorderen und hinteren Strubberges eingeschlossen wird, besitzt eine Länge von 3·5 *km* und bietet manche Partie von ganz besonderer landschaftlicher Schönheit.

Gleich unterhalb der Bichler Brücke beginnt die Klamm in dünn- und dickbankigem dunklen Muschelkalk, welcher zum Teil dolomitisch ist; seine Schichten sind etwas hin und her gebogen, aber konstant nach NO oder NNO fallend, eine ansehnliche Masse, zunächst nur von Schutt überlagert. Prächtige Kesselbildungen zeigen sich an den Ufern, welche von dem schön grünen, klaren Wasser des Flußes bespült werden, das stellenweise sogar tief smaragdgrüne Färbung zeigt. Eine fahrbare Brücke führt alsbald über den Bach, dann folgt am rechten Ufer die Mündung des Aubaches, welcher etwa 1 *km* oberhalb derselben einen schönen Wasserfall bildet.

Bald erweitert sich die Schlucht und Moränenmaterial und Schutt bedecken den Boden; während an dem rechtseitigen Gehänge meist der Muschelkalk in Wänden steht, ist er an der linken Talseite nur hie und da zu sehen. Dann folgt am linken Ufer eine Stelle von etwa 2 *m* Länge voll grünen und roten zerreiblichen Gipsmergels, darauf wieder dunkler, weiter auswärts zum Teil breccien- oder rauhwackenartiger Muschelkalk, stellenweise von Moräne überdeckt. Ein schmaler Steg führt über die Lammer. Nicht weit unterhalb desselben biegt der Muschelkalk, welcher fast stets nach NO fällt, an einer Stelle



nach SW um, um bald darauf seine ursprüngliche Lage mit Nordostfallen wieder einzunehmen. Von dem Bache, welcher das Tal zwischen Vorder- und Hinter-Strubberg bewässert, auswärts folgt ein ausgedehntes „Werfener Schiefergebiet mit einem der außerordentlichsten Profile, die man im Werfener Schiefer haben kann. Das Hangende sind dunkle kalkige Lagen, auf deren Schichtflächen sich glimmerige Auflagen befinden. Sie enthalten *Naticella costata*, *Myophoria costata* und andere Versteinerungen; dann folgen mehr glimmerige, sandige und weniger kalkige Schichten, grau und grünlich, vorherrschend dunkel gefärbt, mit zahlreichen von Petrefakten erfüllten Bänken. Endlich folgen die roten Schiefer, steil nach NO fallend, welche das Nordostgehänge des Vorder-Strubberges bilden“ (B).

Weiterhin ist das Gehänge wieder mit Moräne bedeckt, unterhalb der Mündung des Wallingwinkelbaches tritt abermals der Muschelkalk auf, teilweise von jungem Konglomerat überdeckt. Die Straße steigt nun ziemlich steil an „zwischen Kalkwänden von dunkelgrauer bis rötlichgrauer Farbe; die Kalke zeigen den Typus der Hallstätter Kalke. In herabgestürzten großen Blöcken fand Bittner *Monotis salinaria*. Weiterhin stehen diese Kalke steil aufgerichtet, sind dünner geschichtet und zum Teil knollig, etwas an Pötschenkalk erinnernd. Am rechten Ufer jenseits des Veitsbrückels sind die Kalke etwas heller und ebenfalls petrefaktenführend“ (B). In diesem Hallstätter Zuge sind die Lammeröfen ausgewaschen, eine sehr tiefe, enge, stellenweise nur 1 *m* weite Schlucht, durch welche ein schmaler Steig hindurchführt. Weiter aufwärts gegen die Sattelhöhe der Straße tritt wieder Muschelkalk auf, schwarzes, rutschiges, zum Teil sehr zertrümmertes Gestein. „Auf der Sattelhöhe selbst ist eine Moorwiese mit Tonunterlage voll *Cyclas* sowie zerfetzten Werfener Schiefern in Brocken. Weiter abwärts lagert heller Ramsaudolomit, unter welchen wieder dunkle rutschige Schiefer und Kalke, welche hie und da dünnplattig und voll Kieselnadeln sind, in sehr gequälter Stellung gegen NO einfallen. Unmittelbar oberhalb der großen Lammerbrücke bei der Dampfsäge steht am linken Ufer konglomerierter Flußschotter voll fremdartiger, auch kristallinischer Gesteine, lebhaft an das Salzburger Konglomerat erinnernd“ (B). Diese Bank erreicht eine Höhe bis zu 20 *m*.

Umstehendes Profil (Fig. 1) dürfte die Lagerung der Schichten an der Lammerstraße versinnlichen.

Am rechten Lammerufer jenseits der Brücke steht eine Dampfsäge und eine Restauration auf Alluvialboden. Die Straße, welche an diesem Ufer weiterführt, schneidet zuerst hellen Ramsaudolomit an, dann folgt auf kurze Strecke dunkler Dolomit, hierauf wieder etwa 200 Schritte heller Ramsaudolomit. Dann trifft man auf anstehenden kalkigen Werfener Schiefer und darüber dolomitischen Muschelkalk. Dieser kleine Aufschluß befindet sich etwa 100 bis 150 Schritte innerhalb *km* 6·5. Der ganze Aufschluß ist vielleicht 100 Schritte lang sichtbar, die Schichten liegen flach nach N fallend.

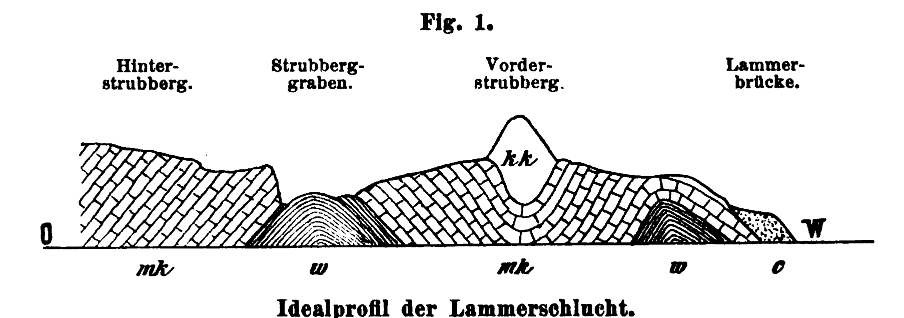
Weiter aufwärts ist nun auf eine lange Strecke der Ramsaudolomit des Haarberges anstehend, „welcher stellenweise ziemlich große Daktyloporen enthält“ (B). Am Fuße des Sonnberges lagert



vorerst eine Diluvialterrasse, dann tritt wieder der Ramsaudolomit auf. Weiterhin ist der Fuß der Berge abermals von Diluvium überdeckt. Von der Kirche Scheffau hinauf bis Haarötz und jenseits hinab in den Mitterbachgraben zieht sich ein Aufbruch von Werfener Schiefer, allerdings meist mit Vegetation bedeckt; aber in der Höhe von 525 *m* und wieder in 560 *m* befinden sich an diesem Gehänge lammerseits, also 44, beziehungsweise 79 *m* über der Talsohle, zwei Gipsbrüche, von denen der obere gegenwärtig (1904) in Betrieb ist. In diesem Gips findet man mitunter recht hübsche und große Tafeln von Fraueneis.

Bei *km* 2·5 außerhalb Scheffau steht am Fuße des Haidberges wieder Ramsaudolomit an; dann folgt dort, wo die Straße direkt an die Lammer tritt, 175 Schritte innerhalb *km* 2·0, der anstehende Dioritfels, dessen Aufschluß nur etwa 5—6 *m* lang und 3 *m* hoch ist, der aber deshalb unser Interesse erregt, weil er das einzige vulkanische Gestein ist, das in weitem Umkreise bisher anstehend getroffen wurde.

Fig. 1.



Idealprofil der Lammerschlucht.

c = Junges Konglomerat. — *kk* = Hallstätter Kalk. — *mk* = Muschelkalk. — *w* = Werfener Schiefer.

Anschließend an den Diorit folgt wieder Ramsaudolomit, dann reicht das nasse Gehänge an die Straße, in welchem wir einzelne Stücke Werfener Schiefer finden. An der Südwestecke des Haidberges, dessen Gestein, soweit es Felsen zeigt, dem Ramsaudolomit angehört, verläßt die Straße die Lammer, steigt zur Diluvialterrasse auf, welche sich südlich vom Rabenstein zur Lammer hinzieht, und überschreitet dieselbe, um jenseits auf den Alluvialboden hinabzusteigen, wo sie sich mit der Reichsstraße Salzburg—Pongau vereinigt. Die Lammer, deren linkes Ufer von der großen Brücke bei der Dampfsäge an bis nahe an die Duscher Brücke entweder von jungen Ablagerungen oder von Muschelkalk gebildet wird, zeigt bei der Duscher Brücke am linken Ufer einen Aufschluß im Lias, am rechten ein diluviales, horizontal geschichtetes Konglomerat. Jenseits der Brücke fließt sie in alluvialem Boden der Salzach zu.

Von den rechtseitigen Zuflüssen der Lammer kommt vor allen der untere Aubach mit dem Marchgraben und dem Weitenauer Bache in Betracht.

Der Aubach

mündet etwa 750 *m* unterhalb der Bichler Brücke in die Lammer. Er fließt durch und über Muschelkalk. Einige hundert Meter oberhalb seiner Mündung bildet er einen sehr hübschen, sehenswerten Wasserfall (Bichl- oder Aubachfall) über Kalkplatten, welche in h 8 streichen und mit 22° gegen NO fallen. Oberhalb des Falles bildet der Muschelkalk auf eine lange Strecke bis zur Brücke nächst der großen Aubachmühle am rechten Ufer einen schönen und mächtigen, natürlichen Taloud. Weiter oben wird der Muschelkalk auf eine kurze Strecke von diluvialen Schottern überdeckt, welche sich am linken Ufer weiter hinziehen als am rechten.

Von der Bichler Brücke am oberen Ende der Lammerschlucht führt eine Straße durch Muschelkalk am rechten Ufer der Lammer gegen N aufwärts und mündet nach Überwindung eines kleinen Hügels in die großherzogliche Jagdstraße. Der Kalk ist hier schwarz, aber von zahlreichen dünnen, weißen Kalkspatadern durchzogen. Die Jagdstraße führt über diluvialen Boden aufwärts, der gegen O hin von vielen kleinen Gräben durchfurcht ist, die in ihrem Untergrunde hie und da Werfener Schiefer entblößen. Auch der kleine Graben, welcher bei der Bichler Kapelle die Straße überquert, zeigt stellenweise die roten Schiefer. Unmittelbar oberhalb der Kapelle steht am Wege eine Moräne mit gekritzten Steinen an. Nachdem die Hauptsteigung überwunden ist, tritt die Straße ans linke Aubachufer, anfangs im W wieder an Muschelkalk vorüber, während sich östlich noch immer das Diluvium ausbreitet, bald aber ist das Diluvium abermals zu beiden Seiten der Straße, welche mit geringer Steigung im Walde hinführt, vorhanden. Schließlich treten Felswände zu beiden Seiten direkt an den Bach und der Raum für die Straße ist nur durch Absprengung derselben gewonnen. Das Gestein derselben ist schön geschichteter Hauptdolomit.

Der Marchgraben.

Nachdem man etwa 1 *km* in diesem Gesteine gewandert ist, mündet von N her der Marchgraben in den Aubachgraben, etwa 615 *m* ü. d. M.; eine Brücke führt ans rechte Ufer. Man verläßt die Jagdstraße, welche den Aubach entlang weiter gegen O führt, und wandert auf einem guten Reitwege im Marchgraben aufwärts. Die Bänke des Hauptdolomits streichen in h 9 und fallen unter 25° nach SW.

Der Weg führt anfangs am linken Ufer hin, aber schon nach beiläufig 900 Schritten überschreitet man den Bach auf einer Brücke; oberhalb derselben ist der Dolomit so dicht und massig, daß in ihm kleine Wassertümpel ausgewaschen sind von vollkommen runden Formen und glatten Flächen, fast genau so, wie man sie im Hochgebirge auf massigem Gneisgranit oder sehr dichtem Quarzphyllit findet. Nun geht es den Bach entlang ziemlich steil aufwärts bis zur zweiten Brücke (635 *m* ü. d. M.). Unterhalb derselben sehen wir einen Wasserfall von 4—5 *m* Höhe. Der Dolomit ist geschichtet



und bildet Bänke von 5—40 *cm* und darüber; sein Streichen ist nun ziemlich von O nach W mit flachem Einfallen (15°) nach N.

Eine kurze Strecke oberhalb der zweiten Brücke wird die Steigung wieder eine sehr geringe und man wandert in der engen, prächtigen Dolomitschlucht immer am Bache, meist nur wenige Meter über demselben, noch wenigstens 3 *km* hin. Nur hie und da erweitert sich die Schlucht ein wenig, dann findet man stets am Wege Moränenreste mit gekritzten Steinen und einem Bindematerial, welches, vom Regen abgeschwemmt, auf dem Wege selbst unter Wasser zu einer so festen Masse erhärtet, daß sie sogar die Eindrücke der Nägel der Bergschuhe nur sehr schwer annimmt. An einer Stelle steht eine Dolomitbank von 60—70 *cm* Mächtigkeit an, welche vollkommen dünngebänderte Struktur zeigt. Je weiter wir vordringen, desto steiler wird der Dolomit; unterhalb der Mündung des vom Seebachsee herabkommenden Seebaches in der Nähe der Jägerhütte, 780 *m*, stehen die Schichten senkrecht bei gleichbleibendem Ostweststreichen, weiter drinnen fallen sie steil nach N. In 795 *m* Höhe mündet rechts der aus der Einsenkung zwischen Trattberg und Frunst herabkommende Schwarzeneckbach, eine dritte Brücke führt wieder an das rechte Ufer des Marchgrabenbaches. Unmittelbar oberhalb derselben fallen die Schichten des Hauptdolomits sehr steil nach N, sie stehen nahezu senkrecht.

Der Weg steigt nun stark aufwärts, so daß man nach kurzer Strecke den Bach etwa 80—100 *m* tief in engster Schlucht neben sich hat. In 870 *m* Höhe steht bereits dichtkörniger Dachsteinkalk an, 10 *m* höher am Wege trifft man die ersten Durchschnitte von Megalodonten; das Streichen ist ungefähr dasselbe geblieben (h 5), dagegen das Einfallen steil (80°) nach S. Immer an demselben Gesteine hin mit steil gestellten Schichten geht es aufwärts in der Schlucht, in 995 *m* Höhe stehen die Schichten wieder sehr steil nach N geneigt — Streichen in h 6 — die Mächtigkeit der Kalkbänke schwankt zwischen 10 und 40 *cm*, Lithodendren, Megalodonten und andere Versteinerungen treten hie und da, im allgemeinen aber nicht sehr häufig in den Kalken auf. Bei 1025 *m* steht die letzte Bank von Dachsteinkalk in h 6, 5° mit sehr steilem Einfallen nach S an; noch 120 Schritte weiter auswärts beobachtet man am Wege in dem Gesteine einen *Megalodon* und eine *Chemnitzia*. Unmittelbar an der letzten Kalkbank schließt ein Alpengatter den Weg ab. Hinter dem Gatter tritt das Terrain weiter auseinander, der Felsboden, welcher bisher meist nackt und in steilen Wänden an den Weg trat, weicht einem sanften, mit Gras bewachsenen Gehänge, nur unmittelbar hinter der steilen Kalkbank sieht man am Wege hin in zahlreichen Biegungen hornsteinhaltige Kalke in Bänken von 5—20 *cm* Mächtigkeit, an denen sich der Weg aufwärts zieht. Es sind Oberalmer Kalke. In der Meereshöhe von 1070 *m*, etwa 150 *m* von dem Alpengatter entfernt, gehen die gebogenen Schichten allmählich in fast horizontal gelagerte Bänke über, welche an dem ersten Seitenbache der rechten Talseite, 1090 *m*, in h 4 streichen und sehr flach nach NNW fallen; ja stellenweise liegen die Schichten fast ganz horizontal. Diese flach gelagerten Oberalmer Kalke reichen zurück bis an den Beginn des Tales und auf die Höhen, welche dasselbe umsäumen.

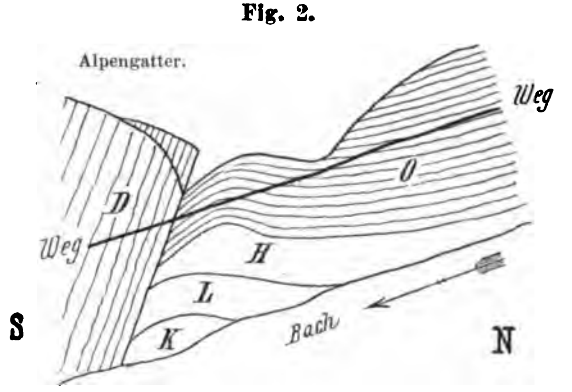


Beim Alpengatter stehen wir daher an einer Bruchlinie, wie sie schöner nur selten aufgeschlossen sein dürfte. In der Terrainzeichnung der Generalstabskarte im Maßstabe 1:25.000 kommt dieselbe deutlich zum Ausdruck. Die unter den Oberalmer Schichten jedenfalls vorhandenen Hornsteinkalke, Liasschichten und Kössener Mergel kann man vom Wege aus nicht wahrnehmen, doch dürften sie unten in der Tiefe der Schlucht, die allerdings schwer zugänglich ist, sichtbar werden, denn weiter unten im Bache, wo man in denselben einsteigen kann, beobachtet man einzelne Rollsteine, die den obengenannten Formationen angehören. Sehr bedeutend kann übrigens der Aufschluß in diesen Formationen nicht sein.

Die nachstehende Figur 2 dürfte ein richtiges Profil längs der Bachrichtung beim Alpengatter geben.

Der bereits erwähnte rechtseitige Zufluß des Marchgrabens, der Schwarzeneckbach, fließt, soweit er dem Gebiete des

Fig. 2.



Profil der Bruchstelle am Alpengatter der Wiesler Alpe im Marchgraben.

O = Oberalmer Kalk. — *H* = Hornsteinjura. — *L* = Lias. — *K* Kössener Schichten. — *D* = Dachsteinkalk.

Schwarzen Berges angehört, in seiner oberen Partie durch Lithodendronkalk und etwa von 870 *m* Meereshöhe ab in Hauptdolomit. Er mündet bei der ehemaligen Marchgrabenalpe in den Marchgrabenbach.

Von größerem Interesse ist der Seebach. Dieser entspringt in dem Sumpfe westlich vom Seewaldsee und ergießt sich in letzteren nach einem Laufe von etwa 800 Schritten. Am Nordostende desselben fließt er aus dem See und mündet nach einem Laufe von etwas mehr als 1·5 *km* unterhalb der Marchgrabenalpe in den Marchgrabenbach. Der Seewaldsee liegt in 1078 *m*, die Mündung in den Marchgrabenbach ungefähr 775 *m*, so daß die Höhendifferenz rund 300 *m* beträgt, woraus sich ein Gefälle von fast 20 Prozent ergibt. „Die Höhen nördlich und südlich des Seewaldsees sind dieselben Lithodendronkalke, wie sie im Marchgraben und Schwarzeneckgraben anstehen, in mächtiger Entwicklung mit Einfallen nach NW; darüber liegen knapp vor dem See mehr dünngeschichtete, dunkle, zum Teil flecken-

mergelartige Kalke, teilweise von Petrefaktendurchschnitten erfüllt, ohne Zweifel Kössener Mergel, untermischt mit dicken Bänken, die zum Teil Lithodendron führen. Diese Schichten streichen am südlichen Seerande, beziehungsweise am Nordabhange des Klingelberges hin" (B). Unmittelbar am Südostrande des Sees und beim Ausflusse stehen jedoch Schrammbachschichten; die Kössener Mergel ziehen sich hinter diesen noch eine Strecke den Seeabfluß entlang gegen NO. Bald jedoch sendet der Bach seine zahlreichen Wasserfälle über Lithodendronkalke und tiefer unten über den Hauptdolomit. „Am Nordwestrande des Sees, südlich unterhalb der Trattberggruppe, legt sich teilweise deutlich steil nach S fallend, der helle Schrammbachmergel an die Lithodendronkalke, welche die Wände bilden; ebenso zieht sich vom Südwestrande des Sees ein Band dieser Schrammbachmergel gegen SW in die Weitenau, wo sie von den die verschiedenen unbedeutenden Höhenzüge bildenden Roßfeldschichten normal überlagert werden" (B).

Die Weitenau.

Nur durch eine ganz unbedeutende Wasserscheide (1095 *m*) werden die Quellen des Weitenauer Baches von jenen des Seebaches getrennt; während letzterer im O der Wasserscheide seinen Ursprung hat, entspringt ersterer an ihrer Westseite. Ganz nahe dem Ursprunge der Quelle trifft man noch im Sumpfterrain (1090 *m*) plattige Schrammbachmergel anstehend, welche flach nach SW fallen.

Am linken Ufer des Oberlaufes des Weitenauer Baches lagern Roßfeldschichten, am rechten Schrammbachmergel, welche von den Lithodendronkalkwänden des südlichen Abhanges der Trattberggruppe und der Fagerwand überragt werden. In der östlichen Partie zeigen sie eine wellenförmig gebogene Schichtung (Fig. 3), weiter gegen W wird ihre Lagerung sehr eigentümlich. „Die von der Ferne einheitlich und kompakt aussehende Kalkmasse erscheint durch eine große Anzahl etwa in östlicher Richtung sehr schief in die Abhänge hinein verlaufender Brüche in zahlreiche dünne Streifen zerlegt, deren Schichten gegen O im allgemeinen nach N bis NW fallen, sich gegen W aber ganz übereinstimmend in sonderbarer Weise windschief krümmen und drehen, so daß ihr Fallen aus dem nordwestlichen allmälich in ein südwestliches übergeht. Man hat daher hier ebensoviele Wiederholungen der Schichten vom See bis gegen St. Wilhelm und kommt, trotzdem man eine riesig mächtige Schichtfolge zu durchschreiten scheint, doch aus einer und derselben Gruppe nicht heraus. Es bestehen die Abhänge tatsächlich aus Lithodendronkalk, wie abgestürzte Blöcke in dem Trümmermeere unterhalb der Fagerwand bei St. Wilhelm beweisen. Im allgemeinen aber sind petrefaktenführende Blöcke hier sehr selten" (B). Die Wände und Gehänge, welche zwischen St. Wilhelm und dem Zimmereck unter den Schrammbachmergeln aufsteigen, gehören ebenfalls dem Lithodendronkalke an.

Bei dem Bauernhause, südöstlich von St. Wilhelm fließt der Bach durch Moränenlehm, weiterhin bildet er dann einen tiefen Graben, bis er bei der Kapelle (830 *m*) die bisherige westliche



Richtung verläßt. „Dieses plötzliche Umbiegen des Weitenauer Baches gegen Osten an einer Stelle, die durch nahezu keine bemerkbare Höhe getrennt ist von dem viel tieferen Einrisse, welchen der Lienbach in seiner Richtung gegen SW, gegen Grubach hin erzeugt, ist höchst sonderbar. Der Nordrand dieser Höhe bei der Kapelle ist noch sandiger Neokommergel, jenseits derselben lagert sofort Gips in großen Massen“ (B).

Südlich vom Bauernhofe Lienbach zieht sich an der rechten Seite des Weitenauer Baches, der von der Kapelle ab über Weide- und Wiesengrund hinfließt, der Grabenwaldrücken hin, an dessen Südwestgehänge der Grubbach und Kärterer Bach entspringen. Sowohl dieses als das Nordostgehänge zeigen wenig Aufschlüsse, nur hie und da treten die Mergel und Sandsteine der Roßfeldschichten, manchmal

Fig. 3.



Die Fagerwand.

Aufgenommen vom Wege zum Seewaldsee in 1080 *m* Meereshöhe.

auch mit Ammonitenbruchstücken zutage. Oberhalb Aschau befindet sich im Tale ein kleines Torflager. Bei Schönleiten und noch etwas südlicher beobachtet man wieder Roßfeldschichten, und zwar steil gegen S fallend, während sie am südlichen Teile des Grabenwaldrückens jenseits der Quellen des Kärterer Baches schon nach NW oder N einfallen.

Unterhalb der Ortschaft Seebach reicht vom Seewaldsee her ein Streifen Schrammbachschichten bis an die Diluvialebene, welche der Weitenauer Bach hier in etwa 760 *m* Meereshöhe durchfließt. An einzelnen Stellen tritt Lehm zutage, der von einer Torfschicht bedeckt ist, über welcher Schotter lagert; an anderen Punkten der Ebene sind Moränen mit deutlich gekritzten Steinen bloßgelegt. Am Nordostrande dieser Fläche treten die Schrammbachschichten auf und südöstlich an diese anschließend die Lithodendronkalke des Klingel-



berges. Daran stoßen im S wieder die Schrammbachmergel, welche sich in einem schmalen Bande nach Greinwald hinauf und jenseits der Höhe angelagert an die Dachsteinkalke hinabziehen bis ungefähr zu dem Punkte, wo der Weitenauer Bach aus seiner südöstlichen Richtung in die rein östliche umbiegt. Der Abhang gegen den Bach legt an vielen Stellen die Roßfelder Mergel und Sandsteine bloß. Schon beim Aufstiege von Punkt 751 der Generalstabskarte zur Greinwaldhöhe trifft man zwar unten noch viel glazialen Schotter, weiter oben jedoch treten die dünnschichtigen hellgrauen Sandmergel direkt am Wege auf.

Von der Greinwaldhöhe, 820 *m*, genießt man einen herrlichen Ausblick auf Bischofsmütze, Dachstein und Dachsteingletscher, den Hinter- und Vorder-Strubberg und die zahlreichen Kämme und Kare des Tännengebirges. Bei der nächsten Häusergruppe gegen SO, Kloiber, noch auf der Höhe, trifft man wieder eine Schottergrube, dann führt der Weg hoch über der Schlucht des Weitenauer Baches an den Schrammbachkalken, die mit zahlreichen Blöcken von Lithodendronkalk bedeckt sind, abwärts zu Tal.

Wandert man von Punkt 751 statt über die Greinwaldhöhe am Bache selbst fort, so sieht man die Roßfeldschichten direkt ans linke Bachufer treten, während am rechten Ufer noch durch eine lange Strecke nur Schotter und Schutt den Boden bilden. Im Bachbette selbst sind die Neokommergel aufgeschlossen, und zwar in h 7 mit 50^0 nördlichem Einfallen. Der Bach fließt mit geringem Gefälle hin und zeigt an seinen Ufern allerlei Glazialgesteine, unter denen insbesondere glattgescheuerte und gekritzte Blöcke von Gosaukonglomerat auffallen. Die in einiger Entfernung vom rechten Ufer abfallenden Wände bestehen aus Lithodendronkalk.

Bei der ersten Mühle unterhalb des Greinwaldlehens, etwa 740 *m* über dem Meere, stürzt der Bach in einem schönen Wasserfall in die Tiefe; es beginnt hier eine enge Schlucht, welche wiederholt auf längere Strecken nicht gangbar ist. Am oberen Ende der Schlucht oberhalb des Wasserfalles steht Schrammbachkalk an, in welchen der Bach prächtige Karrenrinnen gewaschen hat. Am linken Ufer sieht man an mehreren Stellen die Roßfelder Mergel bloßgelegt, welche die Schrammbachschichten überlagern. Tiefer unten, bei 710 *m*, ist eine Holztriftklause; unmittelbar hinter derselben bildet der Bach wieder zwei Wasserfälle, welche mächtige Riesenkessel ausgewaschen haben. Das Gestein oberhalb der Klause ist gelblicher Schrammbachkalk, welcher hier beide Ufer bildet; unterhalb der Klause steht Gutensteiner Kalk an. Die beiden Ufer treten hier zwar etwas auseinander und sind bewachsen, zeichnen sich aber immerhin noch durch bedeutende Steilheit aus. Bei der Isohypse 700 *m* beginnt die Schlucht wieder eng zu werden; vor der Einengung führt ein Steg über den Bach und unmittelbar neben demselben liegt eine Moräne aufgedeckt.

In der Schlucht selbst steht anfangs am linken Ufer noch gelblicher Schrammbachkalk und nur am rechten Muschelkalk an, bei 690 *m* tritt der letztere auch an das linke Ufer über, um von nun an das einzige herrschende Gestein zu bilden. An dieser Stelle ist der Kalk zwar schwarz mit weißen Kalkspatadern, jedoch außerordentlich



dünnplattig. Weiterhin ist die Schlucht der häufig auftretenden Wasserfälle wegen nicht mehr passierbar, man ist genötigt, dieselbe zu verlassen und den am linken Ufer hoch oben liegenden Weg aufzusuchen. Dieser führt dann über kultivierten Boden, der keine Aufschlüsse bietet, hinab zur großen Aubachmühle an der Stelle, wo der Weitenauer Bach in den Aubach mündet.

Kleine Seitenbäche der Lammer.

Der Wallingbach entspringt im Hauptdolomit der Südostseite des Schwarzen Berges unterhalb des sogenannten Schober und fließt noch eine kurze Strecke über die Lithodendronkalke, welche den Ostfuß des Schober bilden. Oberhalb der Wallingalpe tritt Muschelkalk an das rechte Ufer, während am linken diluvialer Boden die weiter gegen O anstehenden Lithodendronkalke bedeckt. „Erst unterhalb der Alpe bildet der sehr steil einfallende schwarze dickbankige Kalk beide Ufer und in zirka 700 *m* beginnt der Werfener Schiefer, welcher bis zur Mündung in die Lammer hinabreicht“ (B).

Im O der Haarbergalpe entspringt ein Bach im Werfener Schiefer, der sich von NO her bis an die Lammer verfolgen läßt. Die Kuppe unmittelbar östlich der Haarbergalpe besteht aus Hallstätter Kalk, in welchem sichere *Monotis*-Spuren nachgewiesen wurden. Dieser Hallstätter Kalk reicht von hier hinab bis zum Veitsbrückl und ist in seinen der Lammer näher gelegenen Partien zu beiden Seiten, in NO und SW, von einem schmalen Bande von Muschelkalk begleitet.

Die weiter gegen W von der Höhe kommenden Gräben bis in die Nähe der Kirche von Scheffau sind durchaus in Ramsaudolomit eingerissen, nur der Bach, welcher von Haarötz am Westgehänge des Haidecks herabkommt, fließt anfangs über Ramsaudolomit und in seinen tieferen Partien über Werfener Schiefer und Gipsterrain.

Golling.

„Ganz unerwartet liegen die Verhältnisse in und um Golling. Der Rabenstein und das ganze Nordgehänge dieses Zuges bis in den Markt Golling gehört den Hallstätter Kalken an, ebenso die Mehrzahl der Kuppen des Gollinger Parkes und die Umgebung des Egelsees. Am Wege oberhalb des Marktes zwischen dem Friedhofe und der Wilhelmshöhe trifft man große globose Ammoniten, bei der oberen Kapelle im Norden des Parkes findet man in einer der obersten Bänke Halobien und in der untersten Bank an der Straße am südwestlichen Fuße des Schloßberges *Monotis salinaria Br.* An der Nord- und besonders deutlich an der Nordwestseite des Parkhügels sieht man sehr wechselfarbige, zum Teil rein dolomitische, zum Teil mergeligdolomitische, grauliche oder grünlichgraue Kalke, flach nach S fallend, die Hallstätter Kalke unterlagern. Diese letzteren sind entweder weiß oder grau, auch rötlich“ (B).

Zwischen dem Egelsee und den ersten Häusern des Marktes lagert am Nordgehänge des Parkhügels wiederholt aufgeschlossen Moräne.



„Unmittelbar und ganz unvermittelt stoßen im S an die Hallstätter Schichten Oberalmer Kalke mit dem typischen braunen Hornsteine in Schnüren und Putzen. Der Hügel, auf dem die Kirche steht, und die östlich davon gelegenen Höhen, wie das Südgehänge des Parkes und des Rabenstein, gehören diesen Schichten an; im S an der Straße fällt er ziemlich flach nach N, im Friedhofe sehr steil nach N, in dem nördlicher liegenden sogenannten alten Steinbruche im Park dagegen sehr steil nach S, so daß das Einfallen hier im Mittel senkrecht genannt werden kann“ (B). Im Friedhofe fand Bittner ein Fragment eines *Periphinctes*, auf der östlichen Höhe einen *Aptychus*. Bei der Manhartquelle am Südwestgehänge des Rabenstein steht ein glaziales Konglomerat an. Der Höhenzug südlich davon, welcher unmittelbar am Rande der Gollinger Diluvialterrasse auftritt, besteht aus Ramsaudolomit, ebenso die einzelnen hinter diesem Zuge liegenden Hügel. Die Mulde östlich davon bis zum Haidberg und die Umgebung des Ziegelofens dürften jedoch, nach einzelnen Findlingen und der roten Erdfarbe zu schließen, den Werfener Schiefern angehören. Ebenso dürfte der Boden, auf welchem die Restauration St. Anton steht, Werfener Schiefer sein, während die Gehänge des Rabenstein überall in der Einsenkung die charakteristischen Oberalmer Kalke und die Gehänge des Haidberges den Ramsaudolomit bloßlegen.

Der Schwarze Berg.

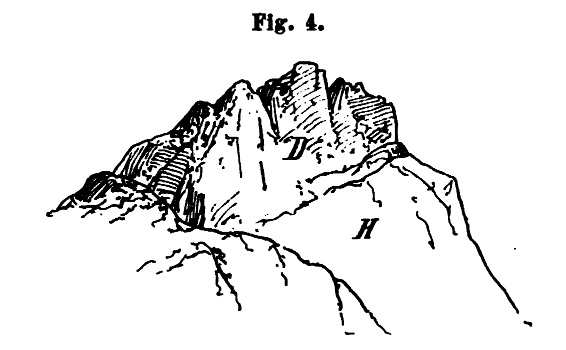
Ungefähr in der Mitte des Gebietes erhebt sich der Schwarze Berg, dessen Höhe einen Kamm bildet, der von W nach O zieht und insbesondere gegen S in prallen Wänden abfällt. Der westliche Gipfel ist der eigentliche Schwarze Berg (1583 *m*), der östliche niedrigere wird als Schober bezeichnet. Durch die Hinterkellau führt ein Weg teilweise über Werfener Schiefer, dann über Ramsaudolomit hinauf nach Haarötz. Von hier steigt man zur Haideckhöhe an; „anfangs bemerkt man noch östlich vom Wege etwas Gipsmergel, bald aber beginnt der Ramsaudolomit wieder, welcher in etwa 1100 *m* vom Hauptdolomit überlagert wird. Beide Dolomite zeigen keine wesentlichen Verschiedenheiten. Bis zur Lehngriesalpe (zirka 1250 *m*) wandert man auf Hauptdolomit, hinter der Alpe erheben sich die Steilwände des Dachsteinkalkes. Zwischen dem Dolomit und dem Kalkabsturze zieht sich ein grüner, grasiger Streifen hin, der jedoch nicht durchgehends scharf ausgesprochen ist. Die Basis der Kalkwände ist gegen W ebenfalls Kalk, gegen O dagegen Dolomit. Die Dolomite der Alpe fallen nach WSW oder rein W, am östlichen Ende des Rückens dagegen entschieden gegen N. Ebenso sieht man von der Alpe aus deutlich, daß die Ramsaudolomite des Sonnberges (Sennberg der Generalstabskarte) nach N einfallen. Ein Raibler Niveau wurde am Südgehänge vergebens gesucht. Bei der Quelle östlich unterhalb der Lehngriesalpe, bei der Wegbiegung gegen die Wallingalpe, lagert in mindestens 1200 *m* Meereshöhe erratischer Schutt aus den buntesten Elementen zusammengesetzt, darunter petrefaktenführende Gosaugesteine und auch einzelne sichere kristallinische Gerölle.

„Beim Anstiege von der Lehngriesalpe zum Gipfel in der



Richtung gegen W fallen sofort rote Blöcke in den Halden auf, hie und da mit eckigen Einschlüssen weißer Kalke, andere mit Crinoiden (Hierlatzkalke). Sie mehren sich gegen oben und müssen offenbar in der Nähe anstehen. Der Kalk der Wände selbst ist vorherrschend grau und petrefaktenreich, besonders an Lithodendron und anderen ausgewitterten Korallen sowie an Gastropoden; er erinnert weniger an eigentlichen Dachsteinkalk als an den weißen Plateaukalk des Untersberges. Das korallenführende Gestein ist oft etwas mergelig. An der Kante oben erscheint in engster Verbindung mit dem Dachsteinkalke der rote Lias, zum Teil, wie es scheint, in Spalten und Taschen — daher die petrefaktenleeren, grellroten, an Terra rossa erinnernden Stücke mit eckigen Einschlüssen des hellen Kalkes — zum Teil den Dachsteinkalk offenbar überlagernd. Von herumliegenden Liasstücken trifft man nur einzelne Blöcke mit Crinoidenanhäufungen. Die Kante gegen O hin ist mit dichtem Latschengestrüpp bedeckt,

Fig. 4.



Der Schober, gesehen vom Schwarzen Berge.

Nach Dr. A. Bittners Tagebuch.

D = Dachsteinkalk. — *H* = Hauptdolomit.

eine tiefe Scharte trennt den Ostgipfel (Schober) vom Schwarzen Berg. Der Südabhang des Schober zeigt die regelmäßige Überlagerung eines tieferen, dunkel verwitternden dolomitischen Kalkes durch den nach N fallenden, nicht dolomitischen Gipfelkalk (Fig. 4).

„An der Nordseite des Schober ziehen wüste Kalkflächen hinab zur Schwarzenbergalpe. Von dieser westwärts erreicht man am Fußwege auf dem sehr steilen Abhange bald wieder die höheren Kalkmassen und viel Lias, der in ganzen zusammenhängenden Partien hie und da ansteht. Man findet hier neben den roten Kalken mit und ohne Crinoiden auch graue dichte Crinoidenkalke, dann das graue Zerreibselgestein, wie es von der Gratzalpe des Hagengebirges bekannt ist, ferner rötlichgraue Kalke mit viel roten Crinoiden, rotes, porphyrartiges Crinoidengestein mit grünlichen Einschlüssen, das man wiederholt anschlägt, um sich zu überzeugen, daß man hier wirklich Crinoiden vor sich hat; auch hellrote Kalke mit großen Gastropoden und undeutlichen Ammoniten kommen vor.

„Abstürze und Wände des Dachsteinkalkes bilden die Nordseite des Schwarzen Berges mit Streichen nach O oder ONO; dabei hängt das Gestein in deutlich sichtbaren Platten sehr steil gegen NW herab und zwischen den einzelnen Absitzern kleben auf den Terrassen die rötlichen Liasgesteine. Unten liegen viel Lithodendronkalke umher, darunter große hellrötliche Platten mit grauen Korallen wie am Göll, auch knolliges, gelblichgraues Gestein mit verschiedenartigen Korallen, Schnecken und Brachiopoden, welche an die rhätischen Einlagerungen des Wilden Freithofes am Göll erinnern. Das Einfallen der Schichten an diesem ganzen Abhange geschieht nach NW—WNW oder rein W" (B).

Ostwärts, unterhalb der Schwarzenbergalpe, befindet sich an den Kalkwänden die Stelle, wo im Jahre 1857 der Fabrikbesitzer von Oberalm J. Robert auf Braunstein schürfte. Der Braunstein[1]) wurde als sehr reichhaltig bezeichnet, leider stellte es sich bald heraus, daß derselbe nur ein großer Manganputzen im Kalkstein war, der zwar vollständig abgebaut wurde, aber rasch sein Ende erreichte.

Geologische Horizonte.

Werfener Schiefer.

Die geologischen Verhältnisse des Gebietes des Schwarzen Berges sind nach dem eben Besprochenen äußerst komplizierte, die heterogensten Formationsglieder finden sich häufig nebeneinander vor und hie und da scheinen die jungen Schichten unter die älteren einzutauchen. Den tiefsten Horizont bilden die Werfener Schichten, welche als Schiefer, Sandsteine oder Gipsgebirge an verschiedenen Stellen auftreten. Sie bedecken einen großen Teil des Grubachbodens bis hin gegen die eigentümliche Biegung des Weitenauer Baches nächst dem Bauerngute Lienbach, sie treten am Westfuße der unteren Dolomite bei Mooseck und Schreck auf und ziehen sich von da hinunter in den Mitterbachgraben und die Hinterkellau. Aus dem Mitterbachgraben ziehen sie einerseits über St. Anton gegen Golling in der Mulde beim Ziegelofen, anderseits über die Höhe von Haarötz nach Vorder-Scheffau, wo wie im Grubachboden an mehreren Punkten Gips gewonnen wird. Ein kleiner Aufschluß befindet sich an der Straße in Ober-Scheffau bei *km* 6·5; eine größere zusammenhängende Masse von Werfener Schiefern zieht von der Mitte der Lammeröfen in einem immer schmäler werdenden Streifen über die Haarbergalpe gegen NW bis in die Nähe der Lehngriesalpe und wendet sich, breiter werdend, gegen SO an die Lammer, von welcher sie von unterhalb des Einströmens des Aubaches bis unterhalb der Mündung des Wallingwinkelbaches bespült wird.

Die Gesteine der Werfener Schichten sind meist dünnschichtig oder schiefrig; die hangenden Lagen sind vorherrschend dunkelgrau bis schwarz, kalkreich und tragen auf den Schichtflächen glimmerige Ablagerungen. Darunter folgen weniger kalkige, mehr glimmerige und

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1857, VIII., pag. 763.



sandige Lagen, grau und grünlich, meist dunkel gefärbt; die tiefsten Schichten endlich sind vorherrschend rot, sandig und glimmerig.

An bestimmbaren Versteinerungen wurden bisher gefunden:

Lingula tenuissima Br. am Kärterer Bach;
Gervillia sp. in der Lammerschlucht;
Myophoria costata Zenk. ebenda;
Naticella costata Wissm. ebenda.

Muschelkalk

oder Gutensteiner Schichten, ein schwarzer Kalk mit weißen Adern, der in den oberen Partien dolomitisch und zugleich heller gefärbt erscheint, ist an der Lammer, und zwar in der Lammerschlucht und in der Oberscheffau bei *km* 6·5 als Überlagerung der Werfener Schiefer aufgeschlossen. Ein schmaler Streifen zieht am Nordostrande der Werfener Schiefer von der Mitte der Lammeröfen gegen die Haarbergalpe und ein anderer Streifen am Südwestrande der Werfener Schichten vom Veitsbrückl gegen die genannte Alpe. Ein breiter Streifen Muschelkalkes reicht vom Rabenstein südlich des Schober[1]) den Wallingbach entlang über den oberen Wallingwinkel, und im N bis gegen und selbst an den Weitenauer Bach vorgeschoben, unterhalb Bucheck herab zur Lammer. Ebenso durchfließt der Aubach von Bichl ab dieses Gestein. Die unmittelbare Überlagerung der Werfener Schiefer durch den Muschelkalk ist wiederholt aufgeschlossen.

Petrefakten wurden in dem Gesteine bisher nicht aufgefunden.

Ramsaudolomit.

Die kleinen Hügel südlich von Golling, dann die Felswände des Haidecks, der Haideckhöhe, des Sonnberges und Haarberges gehören dem unteren oder Ramsaudolomit an, welcher von der Haideckhöhe einen Zweig in den Mitterbachgraben westwärts und durch denselben hindurch am Westfuße des Schwarzen Berges hin bis in den obersten Kärterer Graben sendet. Der Dolomit ist meist von heller Farbe und breccienartig und enthält am Haarberg stellenweise ziemlich große Daktyloporen.

Carditaschichten.

Von den Raibler oder Carditaschichten, deren Vorhandensein an der Basis des Hauptdolomits zu vermuten wäre, ist weder am Schwarzen Berg noch im Aubachgraben eine Spur zu finden.

Der Hallstätter Kalk

tritt in typischer Entwicklung am Schloßberg, im Park und am Rabenstein bei Golling auf, auch mit den typischen Farben, weiß und bunt; am Karstein findet man neben dem typischen dichten auch den grauen körnigen Hallstätter Kalk. Vom Veitsbrückl am Beginn der Lammer-

[1]) Nicht zu verwechseln mit dem Rabenstein bei Golling.

öfen ziehen Hallstätter Schichten in nordwestlicher Richtung gegen die Haarbergalpe; der Kalk ist zwar dicht, von flachmuscheligem Bruche wie die typische Form, jedoch von so dunkler, fast schwarzgrauer Farbe, daß man ihn bei oberflächlicher Betrachtung leicht mit Muschelkalk verwechseln könnte. Das Liegende der Hallstätter Schichten ist nur am Nordwestfuße des Gollinger Parkes und zu beiden Seiten des Zuges Veitsbrückl—Haarbergalpe aufgeschlossen; am ersteren Punkte ist es ein Dolomit, wohl Ramsaudolomit, an den zuletzt genannten Stellen Muschelkalk.

Aus unserem Gebiete sind bisher nachstehende Hallstätter Versteinerungen bekannt:

Monotis salinaria Br. Gollinger Schloßberg.
„ *spec.* Hügel bei der Haarbergalpe.
Halobia cf. plicosa Mojs. Veitsbrückl.
„ *spec.* Gollinger Park.
Halorella pedata Br. Veitsbrückl.
Arcestes spec. Rabenstein bei Golling.
Globose Ammoniten. Golling.
Ammonitenbrut. Rabenstein bei Gölling.

Hauptdolomit.

Auch der Hauptdolomit tritt, allerdings in bedeutender Mächtigkeit, an zwei Stellen auf; er bildet die Basis des Kammes des Schwarzen Berges an dessen Südseite und ist das Liegendgestein des Aubachgrabens oberhalb Bichl und des Marchgrabens. Während der Ramsaudolomit meist eine ungeschichtete Masse bildet, ist der Hauptdolomit fast durchaus schön und deutlich geschichtet, häufig ziemlich dicht von Struktur und führt stellenweise einzelne Schichten eines fast magnesiafreien Kalkes. Er ist vollkommen petrefaktenleer.

Dachsteinkalk.

Die südlichen Steilwände des Schwarzen Berges und des Schober sowie das ganze nördliche Gehänge derselben bestehen aus Lithodendronkalken, welche entweder sehr hell, fast weiß wie die Dachsteinkalke des Untersberges oder von grauer Farbe und ziemlich dichter oder auch körniger Struktur sind. Häufig von größerer Härte und Dichte, aber ebenfalls entweder hell oder grau sind die Kalke, welche an der Ostseite des Schober lagern, im oberen Marchgraben und im Klingelbergzuge das unmittelbare Hangende des Hauptdolomits bilden und den Südabhang des Trattberges und der Fagerwand längs des Seewaldsees und des Oberlaufes des Weitenauer Baches zusammensetzen. Alle diese Kalke führen Lithodendren, Megalodonten, Chemnitzien und andere Versteinerungen.

Kössener Schichten.

Kössener Mergelkalke scheinen sich an dem Nordabhange des Schwarzen Berges hinzuziehen, wenigstens wurden am Fuße hierher



gehörende Gesteine gefunden. Ein zweiter schmaler Zug tritt am Südrande des Seewaldsees auf und reicht von da noch eine kurze Strecke gegen NO. Ebenso scheinen Kössener Mergel an der Bruchlinie im Marchgraben vorhanden zu sein.

Lias.

Auf der Höhe und den hochgelegenen Abhängen des Schwarzen Berges steht Lias als roter und grauer Hierlatzkalk an und ist daselbst reich an Crinoiden; auch ein Belemnit wurde gefunden. An der Bruchlinie im Marchgraben dürfte, nach Findlingen im Bache zu urteilen, ebenfalls Liasgestein anstehen.

Jurassische Hornsteinschichten

werden wohl mit Sicherheit als das Liegende der Oberalmer Kalke bei der nun schon wiederholt erwähnten Bruchlinie im Marchgraben anzunehmen sein; an einer anderen Stelle des Gebietes wurden sie bisher noch nicht gefunden.

Oberalmer Kalke

bräunlichgraue, dichte, plattige Kalke von splittrigem oder muscheligen Bruche, welche häufig Konkretionen oder förmliche Lagen eines braungrauen Hornsteines führen, sind im Gebiete mit Ausnahme des oberen Marchgrabens, wo sie das Hangende oberhalb der großen Bruchlinie bilden, nur spärlich vertreten. In den untersten Partien des Kärterer Baches, wo sie am rechten Ufer entwickelt sind, treten sie kaum ans linke Ufer über; dagegen können wir ein schmales Band der Oberalmer Kalke verfolgen, welches von der Kirche von Golling am Südabhang des Parkes und des Rabenstein über St. Anton in die Kellau zieht, einerseits den Hallstätter Kalken, anderseits den Werfener Schiefern und dem Ramsaudolomit an- oder auflagert. Sie streichen in der Nähe des Kellgutes unter die Roßfelder Sandsteine hinein. Im Friedhofe von Golling fand Dr. Bittner ein Fragment eines *Perisphinctes*, auf dem Parkhügel einen *Aptychus*.

Schrammbachschichten.

Die neokomen Kreideschichten sind im Gebiete mächtig entwickelt. Ihre untere Etage, die Schrammbachschichten, lassen sich am rechten Ufer des Kärterer Baches schon von unterhalb der Grabenmühle, am linken Ufer von der genannten Mühle an als ein ununterbrochener Zug verfolgen, welcher bis auf den Grubachboden und von hier in wenig veränderter Richtung am rechten Ufer des Oberlaufes des Weitenauer Baches bis an den Seewaldsee reicht. Von da biegt derselbe am Fuße des Klingelberges zuerst nach SW und dann nach SO und vereinigt sich oberhalb Bichl mit den in der Schlucht des Weitenauer Baches hauptsächlich am rechten Ufer hervortretenden Schrammbachschichten. Sie bilden überall, wo sie in unserem Gebiete auftreten, die Unterlage der Roßfeldschichten und treten gewissermaßen an deren Rändern unter denselben hervor.



Die Gesteine der Schrammbachschichten sind entweder Mergelschiefer oder mergelige, vorherrschend lichtgraue, dichte und feste Kalke mit eigentümlichen, fleckenmergelartigen, verschwommenen Zeichnungen oder es sind helle Kalke mit schwarzen Mergellagen oder graue, von weißen Kalkspatadern durchzogen. An Versteinerungen wurden nicht selten Aptychen, hie und da Ammoniten und eine *Diphya*-artige *Terebretula* gefunden.

Rossfeldschichten.

Während die Schrammbachschichten die jüngeren neokomen Schichten nur umrahmen, bilden diese, die Roßfeldschichten, eine zusammenhängende Decke über den nördlichen Teil des Gebietes vom Westfuße des Voreck bis in die untere Weitenau. Diese Decke ist im Grubachboden und bei Mooseck durch die in die Höhe gedrungenen Werfener Schiefer und das Gipsgebirge, welche hier auftreten, aufgebrochen, und zwar derart, daß die Roßfeldschichten unter die älteren Gesteine einzutauchen scheinen. Das Auerhölzl, welches sich in der Ebene am linken Ufer des Kärterer Baches erhebt, gehört ebenfalls den Roßfeldschichten an.

Die Gesteine der oberen Neokomgebilde unseres Gebietes sind teils braun verwitternde Mergel oder sandige Mergelschiefer, in den hangenden Partien sind es dunkelgraue, feinkörnige, feste Sandsteine, selten helle, konglomeratähnliche Kalke.

In den grauen Mergelschiefern wurden bisher gefunden:

Terebratula diphya Colon (?)
Lytoceras quadrisulcatum Orb.
„ *subfimbriatum Orb.* (?)
Olcostephanus Astierianus Orb.
Hoplites cf. angusticostatus Orb. und
Aptychen;

in den kalkigen Mergeln:

Lytoceras lepidum Math.
„ *recticostatum Orb.*
Haploceras Trajani Tietze
„ *difficile Orb.* und
„ *nov. spec. aff. Charrierianum Orb.;*

endlich in den Sandsteinen:

Phylloceras Thetys Orb.

Eruptivgesteine.

An der Lammerstraße zwischen *km* 2·0 und 2·5 steht eine unbedeutende Masse eines grünen Eruptivgesteines, Diorit, an und im Lienbachgraben tritt ein dunkelgrüner Melaphyr auf.



Quarternäre Bildungen.

Diluviale Schotter sind in dem Gebiete nicht selten; sie finden sich im Salzachtale sowohl nördlich als südlich von Golling, im Lammertale am Südostgehänge des Haidberges, am Aubach bei Bichl, auf der Walling- und Kloiber Alpe, bei Greinwald und im Weitenauer Tale.

Auch Moränen sind hie und da erhalten. Erratische Geschiebe traf Bittner auch noch auf der Lehngriesalpe in ungefähr 1200 *m* Meereshöhe.

Konglomerate sah ich nur im Gollinger Park, dann nahe der Lammermündung bei der Duscher Brücke und in der Umgebung des Bachgutes und von Mooseck.

Alluviale Bildungen trifft man außer im Salzach- und Lammertale noch an der Quelle des Weitenauer Baches.

Tektonik.

Das Gebiet des Schwarzen Berges ist von der nördlich vorliegenden Tauglgruppe durch eine Bruchlinie getrennt, welche von dem Almgatter der Wiesleralpe im Marchgraben, entlang dem Südfuße des Trattberges und der Fagerwand bis St. Wilhelm, von O nach W hinzieht und die Lithodendronkalke, welche nach S fallen, scharf von den fast horizontal lagernden Oberalmer Kalken der Tauglgruppe abschneidet. „Zwischen den Kreideschichten längs des Kärterer Baches vom Zimmereck bis zur Grabenmühle hinab und den nördlich vorgelagerten Oberalmer Kalken dürfte vielleicht ebenfalls ein Längsbruch in der Richtung von ONO nach WSW durchgehen“ (B). Aber auch am Nordfuße des Tännengebirges zieht sich eine Bruchlinie hin, so daß also unser Gebiet von zwei großen Längsbrüchen begrenzt wird. Nördlich der nördlichen Bruchlinie liegen die Oberalmer Kalke des Tauglgebietes fast ungestört horizontal, südlich der südlichen Bruchlinie fallen die Dachsteinkalke des Tännengebirges außerordentlich gleichmäßig und regelmäßig nach N.

„Den Wänden von Dachsteinkalk und Hauptdolomit, welche das Westgehänge des Schwarzen Berges zusammensetzen, ist eine ansehnliche Masse hellen Ramsaudolomits vorgelagert, die sowohl an der linken Talseite oberhalb Bachrainer, von Gips unterlagert, ansteht als auch offenbar über die Höhen nach S in den oberen Mitterbachgraben (oder Kellaugraben) zieht, wo er die rechtseitigen Wände bildet. Man muß hier wohl wieder einen Querbruch annehmen und es fragt sich, ob dies nicht etwa derselbe ist, der das plötzliche westliche Abbrechen der Fagerwand bei St. Wilhelm, das Vortreten des Sonnberges nach S gegen die Scheffauerstraße und vielleicht auch noch einige Unregelmäßigkeiten jenseits der Lammer am Nordfuße des Tännengebirges bewirkt? Der Verlauf dieser mutmaßlichen Querbruchlinie wäre dann von N nach S mit einer geringen Abbiegung nach O. Für den Westabhang des Schwarzen Berges ist wegen der eigentümlichen Lagerung des Hauptdolomits der Lehngriesalpe und

des Dachsteinkalkes an der Nordseite des Berges die Annahme einer Querbruchlinie ganz und gar nicht zu umgehen" (B).

Ganz eigentümliche Verwerfungen treten aber, wie immer, in der Nähe des Salzgebirges auf, das an vielen Stellen der Westhälfte unseres Gebietes zutage tritt. Es wurde schon erwähnt, daß bei Grubach die Neokomschichten an der Nordwestseite der Werfener Schiefer nach SW unter diese einzufallen scheinen, während sie im SO derselben nach NW ebenfalls unter die Gipsgebirge eintauchen.

„Die Haarecker Wiese nördlich oberhalb der Kellau streckt einen sumpfigen Zweig in NO hoch gegen die Ramsaudolomite hinauf, die Schrofen nördlich davon sind noch jene eigentümlichen Felsmassen bildenden konglomeratähnlichen Neokommergelkalke mit Hornsteinen, wie sie auf dem Roßfelde auftreten. In der Wiese selbst beobachtet man Rutschungen im Gipsmergel. Im Graben, der südlich davon herabgeht, ist rechts roter Werfener Schiefer und links der helle untere Dolomit aufgeschlossen, scheinbar unter die Werfener Schiefer fallend. Tiefer bricht der Graben durch den Dolomit, an dem die untere rein östliche Partie der Haarecker Wiese scharf abzustoßen scheint" (B). Die Lagerungsverhältnisse dieses Terrains sind sohin gewiß äußerst verworren und in hohem Grade unregelmäßig.

Wir haben also im Gebiete einen mächtigen Längsbruch im N, der die horizontal gelagerten Oberalmer Schichten abschneidet, und einen ebensolchen im S, welcher die Dachsteinkalke des Tännengebirges unter den Muschelkalk der Lammer scheinbar eintauchen läßt, dazu einen Querbruch längs der Westseite des Schwarzen Berges; überdies zahlreiche Dislokationen, welche mit dem Aufblähen und Empordringen des Gipsgebirges der Werfener Schiefer im Zusammenhange stehen. Auch das Vorkommen von Eruptivgesteinen im S an der Lammer und im N am Lienbach ist von Interesse für die vorhandenen Störungen.

Über das jüngere Paläozoicum an der böhmisch-schlesischen Grenze.

Erwiderung an Herrn Dr. W. Petrascheck von Dr. A. Schmidt J. Herbing und K. Flegel.

Herr W. Petrascheck hat in seinem Aufsatze: „Zur neuesten Literatur über das böhmisch-schlesische Grenzgebiet" [1]) die Erläuterungen des Herrn E. Dathe [2]) zu den Blättern Rudolfswaldau, Langenbielau, Neurode und Wünschelburg nur referiert, die gleichzeitig erschienenen Arbeiten [3]) von Dr. A. Schmidt, Herbing und Flegel hingegen einer scharfen kritischen Beleuchtung unterzogen. In diesen Zeilen möchten die Verfasser an die kritische Beleuchtung, die ihren Arbeiten widerfahren ist, einige Bemerkungen und Berichtigungen knüpfen.

A. Neurode—Braunau.

Von **Dr. Axel Schmidt**, Breslau.

Gemäß der Anordnung der Arbeiten in der Festschrift erwidere ich auf die Bemerkungen, die Herr Dr. W. Petrascheck zu meiner Arbeit [4]): „Oberkarbon und Rotliegendes in Braunauer Ländchen und der nördlichen Grafschaft Glatz" gemacht hat, zuerst.

Eine Einigung mit Herrn Dr. W. Petrascheck ist für mich um so leichter zu erzielen, als Herr Dr. W. Petrascheck mir zur Klarstellung einiger strittiger Punkte selbst sein Material an Zweischalern aus diesem Gebiete zur Verfügung gestellt hat. Ihm sei an dieser Stelle nochmals mein besonderer Dank für diese Liebenswürdigkeit gesagt.

1. Die Zweifel, die Herr Dr. Petrascheck an der Richtigkeit meiner Altersbestimmung des Mittelsteiner Karbonvorkommens als Reichhennersdorfer Schichten hegt, sind hinfällig. Jeder aufmerksame Leser wird finden, daß ich von Mittelsteine sowohl typische Vertreter der Flora der sudetischen Stufe (Waldenburger Liegendzug: *[Sphenopteris divaricata Gppt.* und *Adiantites oblongifolius Gppt.]*

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. 54, Heft 3 u. 4, pag. 511—540.
[2]) Erläuterungen zur geol. Karte von Preußen. Lieferung 115.
[3]) Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges. Festschrift der schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur. Breslau 1904.
[4]) Festschrift, pag. 1—35.



+ Reichhennersdorfer Schichten (= oberschlesischer Sattelflözhorizont = Weißsteiner Schichten Dathe: *[Neuropteris Schlehani Stur]*) als auch Pflanzen der Saarbrücker Stufe (Waldenburger Hangendzug) zitiert habe. Auf Grund dieser Mischflora war der Schluß unabweisbar, daß Mittelsteine zum Sattelflözhorizont (= Reichhennersdorf) zu zählen sei. Herr E. Dathe, der nur vier Pflanzen von Mittelsteine zitiert, spricht sich über das Alter des Vorkommens nur sehr vorsichtig aus. Da überdies das für diesen Mischflorahorizont nach Potonié charakteristische Leitfossil *Neuropteris Schlehani Stur* von mir dort nachgewiesen ist, konnte meine Altersbestimmung, Mittelsteine zu den Reichhennersdorfer Schichten zu zählen, keinem Zweifel unterliegen.

2. Für die mit aller Vorsicht ausgesprochene Behauptung, daß im Liegenden des böhmischen Flügels (im Xaveristollen) Gesteine unterkarbonischen Alters angetroffen seien, habe ich Herrn Iřmann als Gewährsmann angegeben. Ich selbst konnte eine solche Behauptung gar nicht aussprechen, da mir die betreffenden Gesteinsproben gar nicht vorlagen. Der mir gemachte Vorwurf, daß ich die Literatur nicht kenne, ist auch hinfällig. Denn der von Dathe zitierte Petryschacht bei Markausch ist eine andere, allerdings zu derselben Verwaltung zählende Grubenanlage, als der von mir genannte Xaveristollen bei Klein-Schwadowitz. Beide Anlagen liegen zirka 5 *km* voneinander entfernt. Eine Identität besteht also nicht.

3. Die schärfste Kritik übte Herr Petrascheck an meiner Einteilung des Rotliegenden und den Erörterungen über die Tektonik der Gegend zwischen Neurode und Wünschelburg aus.

Zunächst möchte ich hinsichtlich der Altersstellung nochmals auf den Fund des Reptils, des *Datheosaurus macrourus Schroed.*, eingehen. Petrascheck gibt zwar zu, daß die nächsten Verwandten dieses Reptils, wie die Reptilien überhaupt, erst im Mittelrotliegenden auftreten. Trotzdem nennt er den Schluß, den ich gezogen habe, nämlich daß durch das Reptil das Alter der Schichten als ein mittelrotliegendes charakterisiert sei, einen nicht glücklichen. Dieser Schluß ist vollkommen aufrecht zu erhalten. Solange nicht in Schichten, die auf Grund stratigraphischer und sonstiger paläontologischer Ergebnisse unzweideutig als Unterrotliegendes anzusprechen sind, Reptilien nachgewiesen werden, solange wird man immer aus dem Auftreten der Reptilien auf mindestens mittelrotliegendes Alter zu schließen haben. Es kommt hinzu, daß der Schluß Dathes, diese Schichten seien unterrotliegenden Alters, dadurch hervorgerufen wurde, daß Dathe Amphibien und Reptilien unter dem nicht zoologischen Sammelnamen „Saurier" zusammenfaßte und so zu einem falschen Schlusse kommen mußte.

Die „Anthracosien"-Frage hält W. Petrascheck selbst für noch nicht gelöst und ist über die Altersstellung der strittigen Schichten noch zu keinem abschließenden Urteile gelangt. Herr Dr. Petrascheck hat mir, wie schon erwähnt, sein diesbezügliches Material zur Verfügung gestellt. Das Ergebnis der Untersuchungen ist von mir soeben im „Neuen Jahrbuch für Mineralogie" (1905, Bd. I, Heft 2, pag. 44—59) niedergelegt worden, so daß ich hier nur zu rekapitulieren brauche:



„Die Zweischaler des typischen Unterrotliegenden sind Formen, die von Muscheln des höheren Rotliegenden sicher verschieden sind. Dieselben Species der *Anthracosia* gehen aus dem Karbon ins Unterrotliegende, aber nicht höher hinauf."

„Wenn paläontologische Beweise überhaupt gelten, so ist die Zugehörigkeit der tiefsten Dyas der Neuroder Gegend zum Mittelrotliegenden sicher. Denn die dort gefundenen Zweischalerarten sind bisher nur aus den sicher horizontierten Mittelrotliegendschichten nachgewiesen worden:

a) aus der Löwenberger Mulde;
b) aus dem kleinen nordböhmischen Vorkommen;
c) aus Nordamerika (Kansas City, Nebraska);
d) aus dem östlichen Rußland (diese Vorkommen könnten eventuell schon oberrotliegenden Alters sein)."

Soweit die Altersstellung des Neuroder Rotliegenden. Was die Tektonik der Gegend nun anlangt, so geht aus der letzten Veröffentlichung Petraschecks[1]) hervor, daß er sich jetzt meiner früher von ihm abgelehnten Ansicht hinsichtlich des Auftretens und der Verbreitung der Verwerfungen völlig angeschlossen hat. Denn er zeichnet auf der dieser Arbeit beigegebenen tektonischen Karte nicht nur die früher in Abrede gestellten Verwerfungen bei Mittelsteine, sondern sogar den Steinetalsprung ein. Die dritte Verwerfung von Rathen—Tuntschendorf wurde ja schon in der Kritik nicht angezweilt, zumal die erwähnten Kontakterscheinnngen auf der Westseite des Porphyrganges entschieden für einen Gang und nicht für einen Tuff sprechen.

Das Porphyrgestein als Eruptivgestein und nicht als Tuff anzusprechen, war ich durchaus berechtigt, da Roth in seinen „Erläuterungen" (pag. 344) dieses Vorkommen unter den Eruptivgesteinen des Rotliegenden anführt und mir diese Ansicht Roths von Herrn Professor Milch nach makroskopischer Untersuchung bestätigt wurde.

Wenn aber die drei von mir angenommenen Staffelbrüche das Rotliegende der Neuroder Gegend in parallele Schollen zerlegen, so sind nicht die 17 Stufen, die Dathe annimmt, vorhanden, sondern die viel geringere Anzahl, die Beyrich und meine Darstellung anführt.

Die Beyrichsche Auffassung des tiefsten Horizonts als Unterrotliegendes bildet nur einen scheinbaren Gegensatz gegen meine Annahme, da die schärfere paläontologische Scheidung von Weiß erst später durchgeführt ist.

Die Bemerkungen, die Herr Dr. G. Berg[2]) über die Kalkeinlagerungen des Rotliegenden macht, dürften noch besonders auf das Alterverhältnis des „Ottendorfer" und „Braunauer Kalkes" zu prüfen sein. Denn die an mehreren Stellen in Böhmen nachgewiesene

[1]) W. Petrascheck. Bruchgebiet des böhmischen Anteils der Mittelsudeten westlich des Neißegrabens. Monatsberichte d. Deutsch. geol. Gesellschaft. 1904, Heft Nr. 11.

[2]) Georg Berg. Zur Geologie des Braunauer Landes und der angrenzenden Teile Preußens. Monatsberichte d. Deutsch. geol. Gesellschaft. 1904, Heft Nr. 11.

horizontale [1]) und die damit zusammenhängende wellenförmige Lagerung beeinflußt die Schichtenfolge natürlich, so daß das Bild ein anderes wird, als wenn man eine gleichförmige gegen SW einfallende Schichtenfolge annimmt, die nur durch einen, den „Tuntschendorfer" Sattel kompliziert wird.

Ob die Hauptmannsdorfer von den petrographisch ähnlichen Braunauer Kalken sich stratigraphisch trennen lassen, habe ich unentschieden gelassen, da ich zwischen den Hauptgewinnungspunkten beider Kalkzüge, Heinzendorf—Ölberg und Dittersbach—Hauptmannsdorf, gleichfalls horizontal lagernde Schichten fand.

Die Stellung des Trautliebersdorfer Kalkes ist von mir im übrigen richtig erkannt worden.

Schließlich noch die Bemerkung, daß nicht ich, sondern Herr K. Flegel die Karte redigiert hat.

B. Landeshut—Schatzlar—Schwadowitz.

Von **Johannes Herbing**, Berlin.

Die Angriffe, welche Petrascheck in seiner kritischen Beleuchtung „Zur neuesten Literatur des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges" [2]) gegen meine Angaben und Untersuchungen [3]) richtet, bedürfen in einigen Beziehungen einer Richtigstellung.

Der Kardinalpunkt der Petrascheckschen Entgegnung scheint meine Bemerkungen über die Stratigraphie des obersten Karbon und Rotliegenden, hauptsächlich die Schichtenfolgen bei Albendorf, Bezirk Liegnitz, zu betreffen.

1. Der pag. 21 gerügte Versuch, Eruptivgesteine zur stratigraphischen Einteilung und Parallelisierung heranzuziehen, steht, wie Petrascheck offenbar übersieht, durchaus im Einklange mit der berechtigten und immer wieder als sachgemäß erprobten Praxis der königl. preußischen geologischen Landesanstalt. Die Gliederung des thüringischen Rotliegenden nach Beyschlag und seinen Mitarbeitern teilt die Stockheimer, Gehrener und Manebacher Schichten großenteils nach dem Vorhandensein und der Beschaffenheit der Eruptivgesteine. Ihren schärfsten Ausdruck aber findet die Verwendung der Eruptivgesteine in der klassischen Gliederung der Saar—Rheingebietes. „Maßgebend für die Abgrenzung von Unter- und Oberrotliegendem", sagt Ernst Weiß [4]), „ist das Aufhören der

---

[1]) Die auf der Karte auch eingetragen sind.

[2]) Referierender Aufsatz im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 514—532.

[3]) Herbing. Über eine Erweiterung des Gebietes der produktiven Steinkohlenformation bei Landeshut in Schlesien. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 403—405. Über Karbon und Rotliegendes bei Landeshut, Schatzlar und Schwadowitz. Als II. Teil erschienen in „Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges". Festschrift zur Tagung der Deutschen geol. Ges. in Breslau 1904.

[4]) E. Weiß. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den thüringischen Staaten. XXXIII. Lieferung. Blatt Lebach. Berlin 1889, pag. 3 und an mehreren anderen Stellen ähnlich.



Eruptionen, nach welchen man erst die letztere Abteilung beginnen zu lassen pflegt." Es bildete sich so der Begriff des „Grenzlagermelaphyrs" oder „Grenzmelaphyrs", der auf Blatt Lebach fast immer das obere Rotliegende direkt unterteuft. (Söterner Schichten = 5. Stufe des unteren Rotliegenden.) Dieser „Grenzlagermelaphyr", das heißt also dasjenige Eruptivlager, mit welchem nicht nur im Westen, sondern in ganz Mitteldeutschland die Vulkanausbrüche (im allgemeinen) ihr Ende erreichen, bildet den oberen Abschluß des Mittelrotliegenden [1]). Es ist unmöglich, die Bedeutung der Eruptivstufen des Rotliegenden schärfer zu charakterisieren, als es durch die Einführung dieser jetzt allgemein angenommenen Niveaubezeichnung geschehen ist. Wer von uns beiden die Stratigraphie des Rotliegenden richtig aufgefaßt hat, läßt sich nach dem Gesagten leicht entscheiden.

2. Wenn Petrascheck mir nun bei dem Versuche einer Heranziehung der Semiler Ablagerungen Inkonsequenz vorzuwerfen sucht, zitiere ich die Schlußworte meines Abschnittes von pag. 100 [67 der Dissertation][2]): „Die Richtigkeit der Bestimmung obiger Pflanzen (von Katzer angeführte Namen) vorausgesetzt, sind wir der Lösung der Altersfrage vielleicht einen Schritt nähergerückt, aber die endgültige Entscheidung ist erst von einer Neuaufnahme der Gegend zu erwarten." Ferner bemerke ich, daß die mir pag. 10 entgegengehaltenen Bestimmungen, wie Petrascheck selbst zugibt, mir nicht bekannt sein konnten.

Es handelt sich also lediglich um den Hinweis auf eine unklare Gliederung, die hoffentlich durch die Neuaufnahme der Gegend geklärt wird. Der Versuch, auf Grund der vorhandenen Literatur einen solchen Vergleich zu wagen, der zudem in so vorsichtiger Weise ausklingt, entspricht durchaus nicht der von Petrascheck angewendeten Ausdrucksweise: „Herbing fühlt sich berufen . . . . ."

Außerdem scheint es Petrascheck gänzlich entgangen zu sein, daß ich die Semiler Ablagerungen lediglich aus dem pag. 90 [57] Anm. angeführten Grunde herangezogen habe, um die Katzersche Annahme, es sei noch lange nicht ausgemacht, ob die Radowenzer Schichten ins Karbon zu stellen seien, zurückzuweisen [3]).

3. Petrascheck wirft mir weiter vor, ich hätte seine Arbeit „Über die Mineralquellen etc." [4]) nicht berücksichtigt. Meine Arbeit war jedoch schon im Druck, als der Petrascheck sche Aufsatz in Breslau eintraf. Dieser konnte daher nicht mehr von mir, sondern nur von dem dritten Mitarbeiter, Flegel, berücksichtigt werden, dessen Darlegungen sich noch nicht in der Druckerei befanden.

Bezüglich des Wernersdorfer Kupfererzvorkommens ist hervorzuheben, daß die Forschungen über sulfidische Erzimprägnationen

[1]) Bezw. Unterrotliegenden, je nachdem dieses das Mittelrotliegende mitumfaßt oder als getrennte Stufe ausgeschieden ist.

[2]) Die Seitenzahlen meiner Inaugural-Dissertation sind in eckigen Klammern hinter die Paginierung der Festschrift gesetzt.

[3]) Auch Petrascheck teilt die allgemeine Ansicht, daß die Radowenzer Schichten Oberkarbon sind.

[4]) Petrascheck. Über die Mineralquellen der Gegend von Nachod und Cudowa. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904; hier in Frage kommend pag. 471.

noch nicht weit genug fortgeschritten sind, um zu entscheiden, ob es sich um Syngenese oder Epigenese handelt. Jedenfalls wird man, selbst wenn es sich im vorliegenden Falle um Epigenese [1]) handeln sollte, nach der Gürichschen Beschreibung [2]) von einem flözförmigen Vorkommen reden dürfen, wie auch Petrascheck tut (siehe Anm. 1), wie ja auch niemand daran denken wird, die Bezeichnung „Mansfelder Kupferschieferflöz" fallen zu lassen, selbst wenn sich die neuerdings für Mansfeld ausgesprochene Theorie einer epigenetischen Bildungsweise bewahrheiten sollte. Tatsächlich handelt es sich also in der von Petrascheck angeregten Frage nur um einen Streit um Worte. Denn die auf dem Profil nach Gürich von mir pag. 102 [69] wiedergegebene Lagerung wird dadurch gar nicht geändert. Der Begriff „Flöz" spricht an sich nicht für das eine oder andere: für syngenetische oder epigenetische Auffassungsweise.

Ob Petrascheck berechtigt ist, gerade den Altmeister Stelzner und den Dolmetsch seiner Anschauungen Bergeat eines Fehlers zu zeihen, steht dahin. Eine Nachprüfung der Wernersdorfer Lagerstätte ist leider, wie ich bereits pag. 101 [68] in meiner Arbeit sagte, infolge Zubruchegehens der Baue fürs erste ausgeschlossen.

4. Zur Benennung meiner „Potschendorfer" und „Teichwasser" Schichten bei Albendorf, Bezirk Liegnitz, sei zunächst nur folgendes bemerkt. Diese Neubenennung, deren ausführlicher Bearbeitung und Begründung ich später nochmals nähertreten will, konnte ich nicht umgehen, weil nirgends in der Literatur ein gleiches Vorkommen nutzbarer Mineralien in Verbindung mit Kalk und Kohle im Gebiete des unteren Rotliegenden zu finden war. Direkt unverständlich ist die Angabe Petraschecks, daß sich über den Radowenzer Schichten bei Albendorf die „unteren Kuseler Schichten" wiedererkennen lassen; vornehmlich die „Neuroder Bausandsteine", die wegen der vielen vorhandenen Steinbrüche sofort ins Auge fallen müssen, sind gerade dasjenige Schichtenglied, dessen Zurechnung zum Mittelrotliegenden durch A. Schmidt auf Grund stratigraphischer und besonders paläontologischer [3]) Ergebnisse erfolgen mußte. Die Potschendorfer und Teichwasser Schichten mit den tiefen Kalken, tiefen Kupfererzen, mit Kohlenflözchen und Eisenerzen sind auf dem Nordostflügel des Beckens bei Neurode nicht entwickelt. Gerade aus diesem Grunde glaubte ich dieses freilich ganz lokale Vorkommen neu benennen zu müssen und es ist offenbar Petrascheck entgangen, daß eben, um

---

[1]) Beck. Lehre von den Erslagerstätten. Leipzig 1903, pag. 510. Auch Petrascheck hält dessen Auffassung in seiner vorzitierten Abhandlung für richtig, wenn er schreibt: „Bei Radowenz imprägnierten sie — i. e. Kupfererze — ein schwaches Konglomeratflöz des Unterrotliegenden und reichern sich infolge Adsorption an den Grenzen gegen die das Hangende und Liegende desselben bildende Lette an."

[2]) Gürich. Die Kupfererzlagerstätte von Wernersdorf etc. Zeitschr. für prakt. Geol. 1893, pag. 370—371.

[3]) Vgl. neben A. Schmidt, „Oberkarbon und Rotliegendes im Braunauer Ländchen und der nördlichen Grafschaft Glatz" desselben Autors eben im Neuen Jahrb. f. Min. etc. 1905 erschienenen Aufsatz: „Zweischaler des niederschlesischen und böhmischen Rotliegenden".



einer Verwirrung vorzubeugen, die entstehen würde, wenn Ungleichartiges [1]) unter einen Hut gebracht würde, daß eben darum die Namen „Potschendorfer" und „Teichwasser Schichten" aufrecht zu erhalten sind. Selbstverständlich gebührt diesen Namen keine allgemein gültige Bedeutung, denn die Bezeichnungen sind Lokalnamen, die nur das bisher einzigartige lokale Vorkommen von Kupfer- und Eisenerz in Verbindung mit Kalk und Kohle in dem tiefsten Horizont des unteren Rotliegenden charakterisieren sollen.

Die Ergebnisse (pag. 20—21) der Petrascheckschen Kartierungen bei Qualisch, Bezirk Trautenau, lassen sich kartographisch wegen zu geringer Mächtigkeit der Schichten (20 *m*, 20—30 *m* und 50 *m*) auf einer Karte 1 : 75.000 wohl kaum durchführen.

5. Die obere Begrenzung der Radowenzer Schichten möchte Petrascheck über das „Walchienflöz", also auch über den ganzen dort entwickelten Flözzug gelegt wissen, während ich mich genötigt sehe, mitten in den Flözzug den Einschnitt zu legen. Petrascheck bringt so wieder die noch strittige Frage, wo das Rotliegende zu beginnen habe, zur Anregung. Wie wenig diese Frage geklärt ist, sagt Leppla überaus treffend [2]): „In regelmäßiger Reihenfolge legen sich auf die Oberkarbonschichten diejenigen des Rotliegenden. Im Hinblicke auf diesen Umstand erscheint bei der großen äußerlichen Ähnlichkeit in den Gesteinen zwischen den Ottweiler Schichten und dem unteren Rotliegenden eine Trennung der beiden Schichtenfolgen nicht so vollkommen gerechtfertigt, wie etwa die Scheide gegen das Holzer Konglomerat bildet." Versucht hat man schon öfter, eine Grenze zu legen. Leppla sagt weiter: „Von bergmännischer und anderer Seite (Kliver) sind auch Versuche gemacht worden, die Schichten über dem Holzer Konglomerat, also die oberen Saarbrücker, die Ottweiler Schichten und das untere Rotliegende in eine Gruppe zusammenzufassen und als unteres Rotliegendes zu bezeichnen." Petrascheck scheint etwas ähnliches in entgegengesetzter Weise vorzunehmen geneigt zu sein und will einen Streifen des unteren Rotliegenden, wie ich weiter unten zeigen werde, ins Karbon verweisen und als Radowenzer Schichten mitbezeichnen. Das Richtigste dürfte wahrscheinlich in der Mitte liegen. Wenn man das Auftreten gewisser charakteristischer Pflanzen ohne ausschließliche Betonung des kaum verschiedenen petrographischen Charakters zum leitenden Gesichtspunkt nimmt, hat man die Grenze dorthin zu legen, wo *Walchia piniformis* in Verbindung mit anderen Rotliegendpflanzen auftritt. Gerade über die Altersbestimmung der Gattung *Walchia* schwanken die Ansichten noch hin und her. Zeiller [3]) sagt sehr richtig: „Ce genre apparaît vers le sommet du Stéphanien et se montre très abondant dans le Permien." Deutsche Forscher urteilen wie folgt: „*Walchia*

[1]) Potschendorfer und Teichwasser Schichten des Unterrotliegenden — Neuroder Bausandsteine des Mittelrotliegenden.

[2]) Leppla. Geologische Skizze des Saarbrücker Steinkohlengebirges. Pag. 45 des Sonderabdruckes aus der Festschrift zum IV. allgemeinen deutschen Bergmannstag. Berlin 1904.

[3]) Zeiller. Éléments de paléobotanique. Paris 1900, pag. 262.

piniformis .... wegen ihrer allgemeinen Verbreitung als wahre Leitpflanze des Rotliegenden zu betrachten." [1]) Sterzel sagt: „Rotliegendtypen .... wie *Walchia*." [2]) Weithofer [3]) endlich schreibt noch genauer: „.... stets aber in Verbindung mit einer typischen Permflora, mit *Callipteris*, *Walchia*, *Calamites gigas* etc." Potonié [4]) bemerkte, daß viele Arten des Karbons ins Rotliegende hinüberreichen, daß also floristisch kein scharfer Einschnitt zu machen sei. Aber er sagt wörtlich in dem gleichen Absatze: „Es bleibt daher nichts weiter übrig, als floristisch das Rotliegende mit dem Auftreten einiger für die letztgenannte Formation charakteristischen neuen Gattungen, respektive Arten beginnen zu lassen, das sind insbesondere *Callipteris*, *Callipteridium gigas*, *Sphenophyllum Thoni*, *Stylocalamites gigas*, *Gomphostrobus*, *Walchia* ...." Zwei dieser Gattungen konnte ich im „Walchienflöz" nachweisen. Unter sieben Pflanzenarten finden sich zwei Rotliegendtypen: *Callipteridium gigas* und *Walchia piniformis*. Auf Grund dieser Tatsache ist das „Walchienflöz" ins Rotliegende zu stellen. Es kennzeichnen sich also meine „Teichwasser Schichten" als derjenige Horizont des Unterrotliegenden, welcher infolge eines wohl abbauwürdigen Flözvorkommens am meisten nach dem Karbon hinneigt. Sollten nun einwandfreie Pflanzenfunde aus den tieferen Flözen Albendorfs obige oder andere Rotliegendtypen ergeben, so müßte man konsequenterweise auch diese als Kohlenflöze des Rotliegenden ansprechen, wie ich bereits pag. 97 [64] hervorhob und Petrascheck pag. 10 sehr richtig betont. Es würde sich dadurch nur eine Änderung des Kartenbildes ergeben im Sinne Katzers, der bekanntlich dazu neigt, die Radowenzer Schichten als Rotliegendes anzusehen, dabei aber unbedingt zu weit geht.

Die Grenzlegung ist also noch Gegenstand wissenschaftlicher Kontroverse. Petrascheck verhält sich zu ihr im allgemeinen noch abwartend, wie er pag. 12 anführt. Er hält es wegen der geringeren Bekanntschaft mit den Floren der Radowenzer Schichten und des unteren Rotliegenden noch nicht für „opportun", eine Grenze zu legen. Für eine Abscheidung des Walchienflözes spricht aber noch der Umstand, den Petrascheck pag. 10 selbst zugeben muß, daß das hangendste Flöz des ganzen Zuges nur lokal entwickelt ist. Über den sieben Flözen meiner Tabelle pag. 96 [63] folgen aber, wie ich pag. 104 [71] angab, noch zwei Kohlenflözchen, das untere von fraglicher Bauwürdigkeit und das andere ein kleiner Kohlenbesteg, beide bisher nur im Streichen nördlich von Albendorf bei Teichwasser und im Potschendorfer Kalkstollen bekannt geworden. Beide liegen in einem Horizont, der allseits als unteres Rotliegendes anerkannt ist. Sie scheiden daher bei der Frage der Grenzbestimmung zwischen Oberkarbon und Rotliegendem von vornherein aus.

6. Konkordant werden die eben behandelten Radowenzer Schichten

---

[1]) Göppert. Palaeontographica XII. 1864—1865, pag. 236.

[2]) Paläobotanischer Charakter etc. (Referat). Neues Jahrb. f. Min. etc. 1903, II., pag. 467.

[3]) Weithofer. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 319.

[4]) Potonié. Lehrbuch der Pflanzenpaläontologie. Berlin 1899, pag. 376.

von den Hexensteinarkosen unterlagert [1]). Weithofer hat in seiner Arbeit [2]) die im Bereiche des Rotliegenden auftretenden Arkosen nicht anders benannt als die in der Ottweiler Stufe auftretenden Hexensteinarkosen. Wenn ich darin Weithofer gefolgt bin, so habe ich beide damit nicht „zusammenwerfen“ wollen, wie mir Petrascheck vorhält, noch weniger aber habe ich meine Teilung der Arkosen in zwei Zonen damit begründen wollen. Es fußt diese lediglich auf den Angaben Weithofers, namentlich pag. 462—463 und anderwärts.

7. Das von Petrascheck an Weithofer und der Exkursionskarte getadelte Fehlen einer Begrenzung der Schatzlarer und Xaveristollenschichten ist lediglich auf das Fehlen von im Gelände gefundenen Pflanzen zurückzuführen, da die petrographischen Verschiedenheiten meines Erachtens zu geringfügig sind, um aus ihnen allein mit Sicherheit eine Grenze abzuleiten. Wenn Petrascheck in diesem Sinne eine andere Grenze zu geben imstande ist, so wird dadurch ein deutlicheres Bild von den Ablagerungen gewonnen. Ich habe auf Grund einer Nachprüfung der Weithoferschen Annahme zunächst dessen Grenze beibehalten und lege sie etwa in das Niveau des Litschebaches.

8. Ich muß mich wegen eines lapsus calami korrigieren. Weithofer läßt die Xaveristollenschichten nicht „bis Zbečnik“ durchstreichen, wie ich unrichtig schrieb, sondern zwischen Bohdaschin und Zbečnik auskeilen. Die Exkursionskarte zeigt dieses deutlich. Auch textlich kann durch ein eingeschobenes „gegen“ der Irrtum beseitigt werden. Es handelt sich hier lediglich um einen unscharfen Ausdruck. Über die von Petrascheck angeführten, auch von mir angetroffenen grauen Konglomerate nördlich Zbečnik und ihre Zuteilung zu einer Schichtengruppe kann ich mich nicht äußern aus Gründen der Vorsicht, da ihre Stellung mir nach wie vor noch nicht klar geworden ist.

9. Auf einen bloßen Korrekturfehler ist es zurückzuführen, was Petrascheck pag. 8 berichtigt. Der Trautenbacher Melaphyr hängt nicht mit dem Stachelbergporphyr zusammen, da im zwischenliegenden Tale Schatzlarer Konglomerate anstehen. Die Exkursionskarte hätte also dort einen schmalen Streifen Blaugrau zeigen müssen.

10. Was Reichhennersdorf anlangt, so war ich infolge des Infristenliegens der dortigen Gruben lediglich auf persönliche Er-

[1]) Petrascheck hat infolge unaufmerksamen Lesens hier in seinem Referat einen Fehler gemacht. Ich sagte pag. 90 [57]: „Eine stratigraphische Abgrenzung gegen das Unterrotliegende zu ziehen, soll der Zweck nachstehender Zeilen sein. Es sollen deshalb zunächst die gesamten Sedimente zwischen Kreide und Hexensteinarkosen zusammen betrachtet werden.“ Diese einführende Bemerkung hat Petrascheck übersehen, sonst könnte er mich nicht pag. 9 korrigieren. „Überlagert und infolgedessen gegen O begrenzt werden die Radowenzer Schichten vom Rotliegenden, nicht von der Kreide, wie Herbing schreibt.“ Ich schrieb in dem auf obige Bemerkung folgenden Absatze: „Gegen Westen bildet der Hexensteinzug die nicht immer scharfe Grenze, die östliche (in der Arbeit steht infolge eines Korrekturfehlers „westliche“) Begrenzung bildet die obere Kreide etc.“

[2]) Weithofer. Der Schatzlar—Schwadowitzer Muldenflügel des niederschlesisch-böhmischen Steinkohlenbeckens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897.



mittlungen angewiesen, da die von mir zu Rate gezogene Literatur [1]) so gut wie gar keine Auskunft gab.

Meine Angaben über die Lage der Bohrlöcher und die in dem Reichhennersdorfer Grubenkomplex ausgeführten Arbeiten fußen auf den mündlichen und schriftlichen Angaben des Herrn Berginspektors Böhnisch auf Gottmitunsgrube in Mittel-Lazisk O. S., des früheren Berginspektors in Reichhennersdorf. Als Betriebsleiter unter dem verstorbenen Direktor Heřmann erschien er wie kein anderer zuverlässig. Wo seine Aufzeichnungen versagten, mußte ich mir bei Herren aus Landeshut Rat holen, namentlich bei dem in meiner Arbeit wiederholt erwähnten Rentner Thomas, der seinerzeit viel zu den interessanten Arbeiten hinausgewandert war, also auch bei seinem vorzüglichen Ortssinn noch gut Bescheid wissen konnte. Das amtliche Material des kgl. Oberbergamtes Breslau und die Rißsammlung des Bergreviers West-Waldenburg, deren Einsichtnahme mir gestattet worden war, boten in geologischer Hinsicht gar keinen Anhalt, wie ich Anm. 1 auf pag. 53 [21] hervorhob.

Wenn die geologische Reichsanstalt weitere Angaben besitzt, so ist deren Mitteilung nur zu begrüßen, denn über längst aufgelassene Baue, die in der Literatur gar keine Berücksichtigung gefunden haben, kann nur auf Grund zugänglichen Materials abgehandelt werden. Petrascheck sagt aber pag. 4: „Von den Ergebnissen . . . . . ist Herbing einiges zugänglich gewesen. Vieles scheint, nach seinen Angaben zu schließen, verschollen zu sein.“ Pag. 5 Anm. fügt er hinzu: „Es liegen hieramts Briefe mit Profilen, Karten und an Ort und Stelle gemachten Notizen Sturs, die hier zu Rate gezogen wurden.“ Diese Tatsache erfuhr ich erst durch Herrn Dr. Petrascheck, der mir brieflich freundlicherweise Oktober vorigen Jahres mitteilte, daß sieben oder acht Laden mit Belegstücken, Karten etc. Ergänzungen zu meinen Angaben bringen würden. Ich beabsichtigte daraufhin, dieses Material einzusehen und durchzuarbeiten, kann aber um so lieber darauf verzichten, da „deren fachmännische Bearbeitung gesichert zu sein scheint“.

Mag immerhin die Bearbeitung des Wiener Materials hinsichtlich der Lage zweier Bohrlöcher [2]) eine Berichtigung bringen, so bleiben meine Angaben im wesentlichen sicher zu Recht bestehen. Vor allem sind meine Mitteilungen die ersten zusammenhängenden Nachrichten

---

[1]) Pag. 53, Anm. 2 [pag. 21, Anm. 2]. Es fehlt in dieser Angabe noch der von mir ebenfalls benutzte, in Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1875, pag. 207—208 stehende Bericht Sturs über seinen Besuch in Landeshut und Reichhennersdorf vom 31. Juli 1875.

[2]) Das auf dem Kärtchen pag. 55 [23] verzeichnete Bohrloch XIII konnte ich im Gelände nicht finden, indes wurde mir mit großer Bestimmtheit angegeben: hier war das tiefe Bethlehemer Bohrloch XIII. Wohl aber fand ich „ein weiteres Bohrloch etwa 400 *m* südlich von diesem“ (vgl. pag. 54 [22]). Petrascheck meint offenbar diese Bohrung, wenn er pag. 5 schreibt: „Bohrloch XIII liegt 400 *m* südöstlich von der in der Kartenskizze angegebenen Stelle.“ Es zeigt sich also lediglich eine Nummervertauschung, was bei dem Viertelhundert Bohrungen seitens meines Gewährmannes leicht möglich war. Jedenfalls bin ich Herrn Petrascheck für die mir unbekannt gebliebene Angabe der Lage des Bohrloches XXIV, dessen Tiefenangabe allerdings nichts Neues bringt, sowie für die Berichtigung der Lage der Bohrung XIII überaus verbunden.



über diesen einstigen Bergbau, dessen Verschwinden in der Literatur aus den von mir gekennzeichneten Gründen sich erklärt.

11. Auf pag. 5 wirft mir Petrascheck vor, daß ich die zahlreichen Verwerfungen bei Reichhennersdorf nicht beachtet hätte. In meiner Schrift sagte ich pag. 58 [26] aber Schütze zitierend: „Die unbauwürdigen Flöze sind in der Richtung vom Liegenden nach dem Hangenden zu durch mehrfach wiederholte streichende Sprünge in Tiefen versetzt, wo ein lohnender Abbau nicht mehr geführt werden kann.“ Noch auf derselben Seite unten steht: „Auf Grund der wie in Schatzlar oft jäh und plötzlich eintretenden Störungen glaubte Heřmann seine bauwürdigen zehn Flöze als Schatzlarer ansprechen zu müssen.“ Ferner bringt pag. 77 [44] nochmals einen Hinweis auf die eben interpretierte Stelle: „Auch sonst sind lokale Störungen, Verwerfungen, Sprünge und Verdrückungen ebenso wie im Reichhennersdorf—Liebauer Revier zahlreich vertreten, eine Tatsache, auf Grund deren Heřmann ....“.

Ebenso wie bei Landeshut (s. u.) urteilt Petrascheck auch hier scharf und absprechend über eine Arbeit, die er nur oberflächlich gelesen haben kann. Petrascheck spricht von zahlreichen Verwerfungen bei Reichhennersdorf und wirft mir Übersehen derselben vor. Ich habe mit den oben durch Sperrdruck gekennzeichneten Ausdrücken genau dasselbe gesagt. Um zu dem Vorwurfe zu gelangen, ich hätte die zahlreichen Verwerfungen übersehen, hat Petrascheck nicht weniger als drei Stellen nicht beachtet. Ja noch mehr. In der kurzen Zusammenstellung der Hauptergebnisse pag. 118 [85] betonte ich sub 3 nochmals ausdrücklich: „Bei Reichhennersdorf sind ..... die Flöze .... stark verworfen.“ Also nicht einmal die Ergebnisse hat Petrascheck genauer durchgelesen.

Mit der Frage der Verwerfungen hängt es unzweifelhaft zusammen, wenn Petrascheck mir pag. 5 vorwirft, „weil es den verwickelteren tektonischen Verhältnissen nicht im geringsten Rechnung trägt, ist das Profil, das Herbing auf seiner Tafel gibt, falsch“. Klar und deutlich steht aber auf dieser zu lesen: „Nach einem Profil von Schütze in der Bergschule Waldenburg“ und pag. 52 [20] findet sich die Anmerkung, daß durch die liebenswürdige Hilfe mehrerer dort genannter Herren die verloren geglaubten Profile Schützes[1]) aufgefunden wurden. Das meiner Arbeit beigegebene Profil ist lediglich eine maßstäblich veränderte Kopie eines derselben, wie es Schütze hat seinerzeit anfertigen lassen. Seine Richtigkeit oder Unrichtigkeit zu ermitteln, war nicht möglich, da, wie in meiner Arbeit mehrfach betont, die Baue längst aufgelassen und die Kerne der Bohrungen ungeheuer lückenhaft sind.

[1]) Die Möglichkeit der Nachforschung wurde mir durch einen Brief Schützes an Weiß vom 29. März 1879 (Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1879, Verhandl. pag. 430—435) gegeben, in dem er unter anderem schreibt, daß er von den einzelnen Gruben je nach ihrer Größe ein oder mehrere Profile habe anfertigen lassen. (Von den Reichhennersdorfer Gruben beiläufig drei. Zwei derselben, Bohrloch XIII und die Tafel habe ich in meine Schrift übernommen.)



12. Wenn Petrascheck pag. 5 noch rügt, daß die von mir aufgefundene Grenzverschiebung zwischen Ober- und Unterkarbon bei Landeshut und Liebau auf der Erkursionskarte fehlt, so ist dem entgegenzuhalten, daß die bedeutendste Grenzverschiebung (4—5 *km*) außerhalb des Bereiches der Exkursionskarte liegt und daß meines Erachtens etwa bei Liebau die neue Grenze wieder mit der der älteren Karten zusammenfällt. Da bisher die Fossilfunde noch spärlich blieben und eine petrographische Scheidung nach den um Landeshut vorhandenen Aufschlüssen mir auch bis zur Zeit noch nicht möglich war, verzichtete ich auf eine kartographische Darstellung. Drittens aber, und das war der Hauptgrund, wollte ich den Aufnahmen der kgl. preußischen geologischen Landesanstalt, die demnächst in dieses Gebiet fortschreiten, nicht vorgreifen, wie mehrfach betont, sondern nur die gemachten Pflanzenfunde veröffentlichen.

Es ist infolgedessen für die Auffassung des jüngeren Paläozoicums völlig unzutreffend, wenn Petrascheck pag. 2 den Vorwurf erhebt, die Festschrift hätte bloß den Zweck gehabt, „den beiderseitigen gerade in diesen Gebieten umgehenden Landesaufnahmen zuvorzukommen".

Außer den beiden zu akzeptierenden Berichtigungen bezüglich der Numerierung und Lage zweier Bohrlöcher und dem Herausfinden eines unpräzisen Ausdruckes und zweier Druckfehler im Text und auf der Karte kann Petrascheck seine Einwände gegen die Arbeit nicht aufrechterhalten. Vor allem bleiben die Hauptergebnisse pag. 118 [85] zu Recht bestehen. Der späteren Forschung mag es überlassen bleiben, zu beurteilen, ob meine Arbeit eine „ganz ephemere Erscheinung" ist.

C. Die Kreide an der böhmisch-schlesischen Grenze.

Entgegnung von Kurt Flegel.

Die am 31. August 1904 erschienenen, handschriftlich[1]) vom Juli 1904 datierten Bemerkungen Petraschecks[2]) über meine vorläufige Mitteilung[3]) sind stratigraphisch zwar zum Teil durch die von Petrascheck kürzlich befürwortete Gleichstellung[4]) der Chlomeker Schichten mit dem sächsischen Überquader bereits erledigt. Außerdem bringt meine eigene inzwischen erschienene ausführliche Darstellung[5]) des auf der Grenze von Preußen und Österreich gelegenen

[1]) In dem mir vom Verfasser Ende Oktober 1904 freundlichst übersandten Korrekturbogen.

[2]) Dr. W. Petrascheck. Bemerkungen zur Arbeit K. Flegels über das Alter der oberen Quader des Heuscheuer Gebirges. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Nr. 12, pag. 280—282.

[3]) Über das Alter der oberen Quader des Heuscheuer Gebirges. Zentralbl. f. Min. etc. 1904, pag. 395.

[4]) Über die jüngsten Schichten der Kreide Sachsens. Abhandl. d. naturw. Ges. „Isis", Dresden 1904, Heft 1.

[5]) Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge. Festschr. zur Tagung d. Deutschen geol. Ges. in Breslau September 1904, III. Teil.



Adersbacher und Heuscheuer Gebirges eine Klarlegung meiner von ihm bestrittenen Ausführungen. Doch erheischen einige unrichtige Angaben Petraschecks eine Berichtigung.

1. Wenn ich einen Vergleich des Heuscheuer Gebirges mit den Ablagerungen von Kieslingswalde als naheliegend bezeichnete, so geschah dies mit Recht, weil die nur zirka 25 *km* entfernten Kieslingswalder Ablagerungen einerseits mit dem Heuscheuer Gebirge in direkter Verbindung stehen, anderseits durch Sturm [1]) eine genaue und sichere Bearbeitung erfahren haben. Denn Petrascheck gibt ja selbst zu [2]), daß „durch einen Vergleich mit der Schichtenfolge des Isergebirges in Böhmen für die Altersbestimmung nicht viel geholfen ist, denn die Stellung der Sandsteine der Iserschichten ist noch kontrovers."

Das Fehlen der Pflanzen und Konglomerate im Heuscheuer Quader ist noch kein Beweis gegen dessen Gleichaltrigkeit mit den Kieslingswalder Sandsteinen. Die Heuscheuer Quader können ja in ihren obersten Lagen ebenfalls konglomeratisch gewesen sein, nur sind sie infolge ihrer höheren Lage (900 *m* über dem Meeresspiegel) der Erosion und Denudation leichter zum Opfer gefallen als die Konglomerate von Kieslingswalde, die sich als mächtige Anhäufung auch nur in den obersten Lagen (Hirtensteine) erhalten haben. Das massenhafte Auftreten der Blattreste ist, wie die Untersuchung der Kieslingswalder und der Neu-Waltersdorfer Steinbrüche ergibt, an feinkörnige und vor allem tonige Gesteinslagen geknüpft. Wo solche tonige oder feinsandige Schichten fehlen, wie in den groben, rein quarzigen Ablagerungen des Heuscheuer Quaders, da mußte jedes hereingewehte Blatt durch die Bewegung zerrieben werden. Es ist also lediglich ein Gegensatz der Fazies, nicht eine Verschiedenheit des stratigraphischen Horizonts, der zwischen Heuscheuer Quader auf der einen und zwischen dem Kieslingswalder und Chlomeker Quader auf der anderen Seite nachweisbar ist. Ein Fazieswechsel ist nach Sturm, Petrascheck und nach meinen eigenen Beobachtungen in der Grafschaft Glatz häufig zu finden.

Angesichts dieses überall beobachteten Fazieswechsels erscheint die paläontologische Übereinstimmung des Heuscheuer Quaders einerseits und der Kieslingswalder-Chlomeker Ablagerungen anderseits ganz besonders wichtig und bemerkenswert.

2. Wenn Petrascheck erwähnt, daß *Cardiaster Ananchytis Leske* bereits im Turon vorkommt, so besitzt doch dieser Seeigel seine Hauptverbreitung im Emscher und Senon und ist stratigraphisch nicht ganz unwichtig [3]).

---

[1]) Der Sandstein von Kieslingswalde in der Grafschaft Glatz und seine Fauna. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1900.

[2]) Zur Geologie des Heuscheuer Gebirges. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, Nr. 13, pag. 262 ff.

[3]) Es sind hier die genauen Angaben in meiner Arbeit „Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf" auf pag. 147 zu vergleichen, die Petrascheck bei seiner vorläufigen Entgegnung nicht vorgelegen hat.

3. Der von mir in der vorläufigen Mitteilung angeführte *Inoceramus Cuvieri Sow.* entspricht der Abbildung von Sturm, dessen Meinung ich mich anfänglich angeschlossen hatte, nicht der typischen Form. In meiner ausführlichen Arbeit, die ja Petrascheck noch nicht vorlag, bin ich nach einem genaueren Studium der Gattung *Inoceramus* zu der Ansicht gekommen. daß diese Stücke vielleicht als neue Art, mindestens jedoch als Varietät des typischen *Inoceramus Cuvieri* aufzufassen sind. Ihre Ähnlichkeit mit *Inoceramus Geinitzianus*, den Sturm mit *Inoceramus Cuvieri* vereinigt, gab die Veranlassung zu dem Namen *Inoceramus Cuvieri Sow. var. Geinitziana.* Exemplare dieser Varietät aus Kieslingswalde stimmen mit solchen aus dem Heuscheuer Quader und nach Fričs Abbildung mit *Inoceramus Geinitzianus* aus den böhmischen Chlomeker Schichten überein und sind mir von anderen Fundorten auch bekannt. Die geologische Landesanstalt Berlin besitzt mehrere von Herrn Landesgeologen Dr. Schröder auf dem Spiegelberge bei Halberstadt gesammelte Exemplare dieser Art, die ebenfalls aus dem Emscher stammen. Die Gleichaltrigkeit der Kieslingswalder Sandsteine, der Chlomeker Schichten, der Sande vom Löhofsberge bei Quedlinburg und der Spiegelberge bei Halberstadt mit dem sächsischen Überquader ist von Petrascheck selbst in seiner neuesten (bereits zitierten) Arbeit ausdrücklich hervorgehoben worden. Daher sind auch diese Stücke für die Altersbestimmung von Bedeutung.

4. Ferner setzt Petrascheck in das Vorkommen des Leitfossils *Inoceramus percostatus G. Müller* Zweifel, und zwar aus folgendem Grunde: Petrascheck hat ein gutes Exemplar eines *Inoceramus* als *Inoceramus percostatus G. Müller* zu erkennen geglaubt, es aber, „um sicher zu gehen", an Herrn Landesgeologen Dr. G. Müller gesandt. Herr G. Müller hat die Bestimmung nach Petraschecks eigenen Worten nicht bestätigt, sondern hervorgehoben, daß dieses Stück an eine noch nicht beschriebene Art des Scaphitenpläners erinnere. Meine Bestimmung des *Inoceramus percostatus* beruht auf dem direkten Vergleiche mehrerer Heuscheuer Stücke mit den Originalexemplaren G. Müllers aus dem Göttinger Museum[1]). Die Richtigkeit der Bestimmung wurde mir durch Herrn Prof. Dr. Frech und Herrn Privatdozenten Dr. Scupin (Halle) in dankenswerter Weise bestätigt.

Der Zweifel, den Petrascheck über das Vorkommen dieses Leitfossils äußert, ist also unbegründet, da Petrascheck weder meinen *Inoceramus percostatus* noch die Originalexemplare, sondern nach der Angabe des Herrn G. Müller eine ganz andere *Inoceramus*-Spezies vor Augen gehabt hat.

5. Daß „neue Arten für eine Altersbestimmung wertlos" sind, ist allgemein bekannt und anerkannt. Wenn ich jedoch imstande bin, eine neue Art an zwei für die Altersbestimmung wichtigen Fundorten, zum Beispiel dem Heuscheuer Quader und den Kieslingswalder Sandsteinen, deren Alter genau bekannt ist, nachzuweisen, so ist die neue

[1]) Herr Geheimrat Dr. v. Koenen stellte mir dieselben in liebenswürdiger Weise zur Verfügung. Auch an dieser Stelle sei ihm nochmals gedankt.



Art für die Horizontbestimmung genau so wichtig wie ein bekanntes Leitfossil. Dies gilt für den *Inoceramus Cuvieri var. Geinitziana* und den *Inoceramus Frechi nov. spec.* Letzterer ist bereits in den untersenonen Hockenauer [1]) Schichten nachgewiesen worden.

Von der von mir erwähnten Fauna des Heuscheuer Quaders ist bis jetzt nur eine neue Art, der *Inoceramus Glatziae. nov. spec.* aus dem Heuscheuer Quader allein bekannt und scheidet somit bei der Altersbestimmung naturgemäß aus. Die übrigen sechs Arten kommen außer an anderen in meiner zweiten Arbeit angeführten Orten fünf im Kieslingswalder Sandstein und eine im untersenonen Hockenauer Quader vor. Ein paläontologischer Zweifel an der Altersstellung der Heuscheuer Quader ist somit ausgeschlossen [2]).

Stratigraphisch lassen sich die oberturonen Kieslingswalder Tone, das Liegende der Kieslingswalder Sandsteine, auf der Lepplaschen [3]) Karte von Kieslingwalde aus nach Nordwesten in ihrer Streichrichtung ununterbrochen weiter verfolgen und gehen in die Karlsberger Pläner über, sind also gleichaltrig mit ihnen. Die Heuscheuer Quader sind daher auch aus diesem Grunde mit den Kieslingswalder Sandsteinen ident. Petrascheck selbst gibt zu, daß „diese Annahme naheliegend ist“ und sogar „gewisse Wahrscheinlichkeit“ hat. Deshalb ist sie auch von ihm bei und nach Abfassung seines Aufnahmeberichtes über das Heuscheuer Gebirge „lebhaft in Erwägung gezogen“ worden.

Solange sich nicht durch positive Beobachtungen nachweisen läßt, daß der stratigraphisch nach unten scharf abgegrenzte **Heuscheuer Quader** ein Äquivalent des Scaphitenpläners ist, bleibt er **aus paläontologischen und stratigraphischen Gründen ein Äquivalent des Kieslingswalder Sandsteines (Emscher).**

6. Bestärkt wurde ich in dieser Ansicht durch die typisch oberturone Fauna des Karlsberger Pläners [4]), gegen die Petrascheck, wie ich aus seinem Schweigen schließen zu können glaube, nichts einzuwenden hat, außer dem gleich noch zu erwähnenden *Inoceramus labiatus Schloth.*

7. Die Schwierigkeit, die zwei Funde von *Inoceramus labiatus Schloth.* im Karlsberger Pläner bereiten, habe ich nicht dadurch zu „überwinden“ gesucht, daß ich den *Inoceramus sublabiatus Müller* als eine Mutation von *I. labiatus Schloth.* hinstellte, sondern ich habe

---

[1]) Für die freundliche Übersendung des Exemplars aus Hockenau sowie für die liebenswürdige Angabe, daß diese Schichten gegenwärtig für Untersenon gelten, sage ich Herrn Dr. G. Müller hiermit meinen besten Dank.

[2]) Inzwischen st es mir gelungen, noch ein Fossil aus dem Heuscheuer Quader zu erhalten, das geeignet ist, meinen paläontologischen Beweis bezüglich der Altersstellung der Heuscheuer Quader zu erhärten. Es ist dies eine gut erhaltene *Pholadomya elliptica Münster*, welche ebenfalls ihre Hauptverbreitung im Untersenon besitzt.

[3]) A. Leppla. Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße. Abhandl. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. Neue Folge, Heft 32.

[4]) Eine Aufzählung an dieser Stelle erübrigt sich. Es genügt ein Hinweis auf meine bereits zitierte genauere Arbeit: Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf.



nachgewiesen [1]), daß *I. labiatus Schloth.* nach Wollemann im *Brongniarti*-Pläner von Wolfenbüttel, im Scaphitenpläner von Strehlen bei Dresden und Oppeln, nach französischen Autoren (teste Leonhard) im gleichen Horizont des Pariser Beckens vorkommt. *Inoceramus labiatus Schloth.* spricht also nicht gegen das oberturone Alter des Karlsberger Pläners und ist in der Tat kein Leitfossil für die nach ihm benannte unterturone Zone mehr, trotz der Ansicht Petraschecks, daß „die Bedeutung dieser Art als Leitfossil für die Schichtenfolge im Heuscheuer Gebirge auch durch das ‚Manöver‘ Flegels kaum geschmälert werden könnte. *I. sublabiatus Müller* kommt im Scaphitenpläner von Strehlen bei Dresden wirklich [2]) neben *I. labiatus Schloth.* vor und kann jederzeit im geologischen Museum Breslau eingesehen werden. Wenn ich ihn als Mutation von *I. labiatus* bezeichnete, so geschah es hauptsächlich, um seine nahe Verwandtschaft mit *I. labiatus* darzulegen, Der Unterschiede, welche beide Formen aufweisen, bin ich mir wohl bewußt und habe auch nicht gesagt, daß *I. sublabiatus Müller* eingezogen werden soll.

8. Mit Recht nimmt Petrascheck an, daß die Karbonscholle von Straußenei sich unter der Kreide noch einige Kilometer weit nach Osten fortsetzt. Ich habe diese Tatsache in meiner Hauptarbeit, die ja Petrascheck bei der Abfassung seiner Bemerkungen noch nicht kannte, nicht mehr bestritten. Die an der Heuschauer Chaussee an der Schwarzen Koppe anstehenden Arkosen sind mir bei der Aufnahme nicht entgangen und werden auch von Frech [3]) erwähnt. Dieser schmale Streifen von Karbon ist entweder in die Reinerzer Quellenspalte eingeklemmt, wie Frech annimmt, oder er ist als stehengebliebener Rest der an genannter Verwerfung mit den Kreideablagerungen in die Tiefe gesunkenen Steinkohlenformation aufzufassen.

9. Die Richtigkeit der von mir konstatierten und kartographisch [4]) festgelegten Dislokationskluft Straußenei—Reinerz (Reinerzquellenpalte) [5]) erkennt Petrascheck an, behauptet aber, sie bereits „anbedeutet“ zu haben. Die Andeutung, auf welche Petrascheck sich hier bezieht, lautet wörtlich: „Bei Jakobowitz grenzt der Cudowaer Granit wohl infolge eines Verwurfes unmittelbar an den Pläner.“ Petrascheck hat also die in Frage stehende Verwerfung nur an einem einzigen Punkte vermutet („wohl“), sie aber weder als sicher vorhanden angenommen, noch in ihrer Ausdehnung verfolgt. Wem daher das Autorenrecht für diese Dislokation zukommt, überlasse ich dem Urteile des Lesers.

---

[1]) Siehe Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf, pag. 144 und 145.

[2]) Die Richtigkeit der Bestimmung wurde mir von Herrn Prof. Dr. Frech und Herrn Dr. Scupin freundlichst bestätigt. Die Bestimmung erfolgte an der Hand des Originals aus Göttingen. Leider ist das Strehlener Stück nicht gut erhalten.

[3]) Reinerz, das Zentrum der Glatzer Mineralquellen. Reinerz 1904, pag. 10.

[4]) Die Publikation wird in einer späteren Arbeit erfolgen.

[5]) Wohl besser als „Reinerzer Randbruch“ zu bezeichnen, weil die Reinerzer Quellen auf einem ganzen System von Brüchen aufsitzen.

Nachtrag.

Während diese Zeilen in den Druck kommen, erscheint eine neue Arbeit Petraschecks [1]), in welcher der Verfasser, um seine eigenen Worte zu gebrauchen, drei wissenschaftliche Arbeiten als „ganz ephemere Erscheinungen" bezeichnet. Hier soll diese jüngste Schrift Petraschecks nur in den Teilen besprochen werden, die sich mit meiner eigenen Arbeit [2]) „Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf, eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Grenzgebiete", befassen.

Die Art und Weise, wie Petrascheck meinen Arbeiten in der oberen Kreide des böhmisch-schlesischen Grenzgebietes entgegentritt, zeigt deutlich, daß es ihm nicht allein darauf ankommt, „Irrtümer" zu berichtigen. Vielmehr sucht er durch übertriebene Hervorhebung unerheblicher Einwürfe, wie man sie jeder Arbeit [3]) machen kann, seinen Hauptirrtum, nämlich die unrichtige Horizontierung des oberen Heuscheuer Quaders [4]), in den Hintergrund zu rücken; denn nur so läßt es sich verstehen, daß eine sorgfältig ausgeführte wissenschaftliche Arbeit als „ephemere Erscheinung" bezeichnet wird.

Petrascheck hat den Zweck meiner Arbeiten nicht richtig aufgefaßt. Es konnte unmöglich meine Aufgabe sein, eine genaue kartographische Aufnahme und Beschreibung des zirka acht Quadratmeilen großen in Frage stehenden Gebietes zu geben. Dann hätte man mir mit Recht den Vorwurf machen können, daß ich den „beiderseitigen in diesen Gegenden umgehenden Landesaufnahmen zuvorzukommen" suchte. Steht man auf diesem Standpunkte, so dürfte in den Ländern, die ein amtliches Institut zur geologischen Landesaufnahme besitzen, überhaupt kein Geologe außer den von der Regierung dazu berufenen Beamten sich mit der Aufnahme und Stratigraphie einer Gegend befassen. In meiner Heimatsprovinz Schlesien sind Aufnahmsgebiete, in denen man nicht früher oder später mit der amtlichen Landesaufnahme in Berührung kommen müßte, dank der regen Tätigkeit der kgl. preußischen geologischen Landesanstalt so gut wie gar nicht mehr zu finden. Daß durch diese genauen Arbeiten noch viele interessante und für die Gesamtauffassung wichtige Tatsachen bekannt werden, ist selbstverständlich. Meine Aufgabe war es, wie schon der

---

[1]) Zur neuesten Literatur über das böhmisch-schlesische Grenzgebiet. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. 54, Heft 3 und 4.

[2]) Dargebracht der Deutschen geologischen Gesellschaft zu ihrer Tagung in Breslau, September 1904. III. Teil.

[3]) So hat Petrascheck kürzlich selbst in seiner Doktorarbeit (Studien über Faziesbildungen im Gebiete der sächsischen Kreideformation, Dresden 1899) eine Korrektur vorgenommen, indem er die „*Spinosus*-Pläner von Strehlen—Weinböhla und oberen *Brongniarti*-Quader der Sächsischen Schweiz" jetzt (Über die jüngsten Schichten der Kreide Sachsens. Abhandl. d. naturw. Ges. „Isis" in Dresden, Jahrg. 1904, Heft 1) höher hinaufrückt und mit Recht in die Scaphitenzone („Stufe" Petr.) einreiht. Michaels geologische Karte zeigt von der für die Gegend von Hronov—Straußenei äußerst wichtigen Kreidetransgression bei Zdarek nichts, ohne daß Petrascheck dieses Umstandes auch nur mit einem Worte Erwähnung täte.

[4]) Deren Alter er auf Grund einer „zur Orientierung unternommenen Übersichtstour" (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, Nr. 13, pag. 262) festgestellt hat.

Titel der Arbeit sagt, das Alter der Oberkante der Adersbach-Weckelsdorfer Kreidemulde und des Heuscheuer Gebirges festzulegen. Und diese Aufgabe ist durch meine Arbeit unzweifelhaft gelöst worden, trotzdem Petrascheck anderer Ansicht ist. Bis jetzt hat Petratscheck noch nicht eine einzige positive paläontologische oder stratigraphische Tatsache anführen können, die gegen meine Altersbestimmung spricht, während ich nachgewiesen habe, daß seine Einreihung des oberen Heuscheuer Sandsteines in die Scaphitenzone, die Petrascheck selbst als „unsicher"[1]) bezeichnet, aus stratigraphischen und paläontologischen Gründen nicht aufrecht zu halten ist.

Demgemäß ist auch die der Festschrift beigegebene geologische „Exkursionskarte"[2]) tatsächlich „im wesentlichen nur als eine Wiedergabe der älteren Karten" aufzufassen, ohne daß man ihr einen Vorwurf daraus machen kann. Die zahlreichen in der Arbeit vorkommenden geographischen Namen bedürfen einer bildlichen Darstellung, da die Beyrichsche und Weithofersche Karte nicht immer zur Hand ist. Leider konnten wegen der allzuspäten Fertigstellung der besagten Karte einige Fehler, die auf ungenaue Reduktion der Aufnahme im Maßstabe 1:25.000 auf 1:75.000 zurückzuführen sind, nicht mehr richtiggestellt werden, so daß zum Beispiel die äußerst komplizierte Gegend um Straußenei ein anderes Angesicht erhalten hat, als es meiner Aufnahme entspricht. Mein Aufnahmsblatt stimmt mit der Skizze Petraschecks, wie er sie kürzlich[3]) für die Gegend von Hronow und Straußenei entworfen hat, im wesentlichen überein[4]). Außerdem stand mir als Ausländer für den österreichischen Teil meines Gebietes nur die Generalstabskarte im Maßstabe 1:75.000 zur Verfügung, wodurch eine genaue, alle Details wiedergebende Aufnahme von vornherein ausgeschlossen war.

In starker Übertreibung spricht Petrascheck ferner über die Exkursionskarte: „Verhältnismäßig wenige Abweichungen (von den Karten Beyrichs und Weithofers) sind zu konstatieren und diese sind unglücklicherweise meist zum Nachteile der neuen Karte ausgefallen." Die für ihre Zeit bahnbrechende Karte Beyrichs ist für Exkursionszwecke nicht mehr brauchbar. Denn einmal fehlen auf ihr die Eisenbahnen; die erst in neuerer Zeit entstandenen Eisenbahnaufschlüsse konnten also nicht berücksichtigt werden. Ferner enthält die Beyrichsche Karte keine Bruchlinien. Die Einführung dieser Signatur ist eines der hervorragendsten späteren Verdienste Beyrichs selbst. Die Eintragung der, wenn auch teilweise schon bekannten, für die Tektonik der Gegend so wichtigen Verwerfungen in die Exkursionskarte ist also eine Verbesserung der Karte. Die von Petrascheck über das Vorhandensein der eingetragenen Brüche ausgesprochenen Zweifel sind teils noch Gegenstand wissenschaftlicher Kontroverse

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, Nr. 13, pag. 265.

[2]) Sie wurde deshalb auch nur in 200 Exemplaren als Übersichtskarte für die an der Tagung der Deutschen geologischen Gesellschaft in Breslau teilnehmenden Herren gedruckt.

[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. 54, Heft 3 und 4, pag. 537, Fig. 2.

[4]) Herr Dr. Petrascheck konnte sich teilweise selbst davon überzeugen.



(Steinetal), teils widersprechen sie den Tatsachen (Hronower Bruch), wie später dargelegt werden wird.

Im folgenden werden die von Petrascheck an meiner Arbeit gemachten Ausstände im einzelnen beleuchtet.

Im ersten Teile meiner Arbeit: „Stand der Kenntnis der Kreideablagerungen in der Adersbach-Weckelsdorfer Mulde und dem Heuscheuer Gebirge" ist Jokelys nicht Erwähnung geschehen, weil mir seine Arbeit und seine Karte leider entgangen ist. Desto angenehmer ist es mir, durch Petrascheck zu erfahren, daß mein Querprofil durch die Adersbacher Kreidemulde mit demjenigen Jokelys ganz gut übereinstimmt. Jedenfalls ist das Profil von mir selbständig und unabhängig von dem Jokelys entworfen worden und wenn es mit den von Jokely zur Darstellung gebrachten Anschauungen übereinstimmt, so kann ich das nur mit Freuden konstatieren und es fällt mir nicht ein, es als meine Entdeckung in Anspruch zu nehmen, sondern will das Autorenrecht dafür gern Jokely überlassen.

Der Vorwurf Petraschecks, daß ich „der Erwähnung der Resultate anderer nicht genügend Rechnung" trüge, kann mich nicht treffen, wenn man unter den von mir gesperrt gedruckten „Ergebnissen" folgendes versteht, nämlich eine Zusammenstellung der Resultate, die für den Exkursionsteilnehmer zur Orientierung notwendig sind. Daß die Ergebnisse nur so aufzufassen waren, geht zum Beispiel daraus hervor, daß ich unter 4. den tafelartigen Aufbau des Heuscheuer Gebirges und seine Bedingtheit durch den Wechsel von Quadersandstein und Pläner erwähne, ohne an dieser Stelle einen Autor hinzuzusetzen, was jedoch in den Ausführungen ausführlich (Festschrift, pag. 149) geschehen ist. Ebenso ist das dritte Ergebnis, daß die Kreideablagerung von Adersbach und Wekelsdorf eine Synklinale ohne Bruchbildung ist, eine allgemein bekannte und fast von allen Autoren erwähnte Tatsache. Auch die von Geinitz und die von Petrascheck[1]) selbst vor dem Erscheinen meiner Arbeit ausreichend betonte Tatsache, daß *Exogyra columba* kein Leitfossil für das Cenoman ist, habe ich als allgemein bekannt vorausgesetzt und nicht für mich in Anspruch nehmen wollen. Wollte man in den Ergebnissen alle Begründungen mit allen Autoren rekapitulieren, so würden die Ergebnisse auf einen zweiten wenig veränderten Abdruck der Arbeit herauskommen und so dem Zwecke der Zusammenfassung widersprechen.

Welche Schwierigkeiten die Identifizierung der zahlreichen von Krejči und Frič in die Literatur der böhmischen oberen Kreide eingeführten Lokalnamen mit der allgemein als gut anerkannten Schlüterschen Zonengliederung bereitet, erhellt am besten daraus, daß die Identifizierung bei verschiedenen Autoren auch verschieden ausgefallen ist. Die von mir dem historischen Teile angefügte vergleichende Tabelle ist der Sturmschen Arbeit entlehnt[2]). Wenn Petrascheck daher behauptet, daß ich für die *Cuvieri*-Stufe die

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, Nr. 13, pag. 265. Petrascheck nennt an dieser Stelle auch keinen Autor. Der Vorwurf fällt also auf Petrascheck zurück.

[2]) Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. für 1900.

Kreibitzer Schichten erfunden habe, um eine Lücke auszufüllen, so zeigt er damit nur, daß er die Sturmsche Arbeit nicht genügend genau studiert hat, sonst müßten ihm die Kreibitzer Schichten schon früher aufgefallen sein und sein Mißfallen erregt haben.

Das Hauptergebnis meiner Arbeit, die Gleichstellung des oberen Quaders der Heuscheuer mit dem Kieslingswalder Sandsteine, wird dadurch, daß Rominger 1847 dasselbe bereits vermutet hat, in seiner Wichtigkeit nicht im mindesten beeinträchtigt. Denn abgesehen davon, daß die Emscher Stufe von Schlüter erst 20 Jahre später aufgestellt worden ist, würde es entschieden zu weit führen, wenn man alle von früheren Autoren einmal ausgesprochenen Vermutungen zitieren und kritisch beleuchten wollte.

Petrascheck ist in der Altersbestimmung, die auf Grund derselben Fossilien [1]) gemacht wurde, zu einem von dem meinigen verschiedenen Resultat gelangt und aus dieser Verschiedenheit schließt er, daß die Frage noch nicht gelöst ist. Doch beweist die Verschiedenheit der Altersbestimmung nur ihre Schwierigkeit, nicht aber ihre Unsicherheit. Die abweichende Meinung Petraschecks beruht teilweise auf der Bestimmung der Inoceramen, doch fühlte sich Petrascheck hier anscheinend nicht kompetent. Denn er hat sein Material Herrn Landesgeologen Dr. G. Müller nach Berlin zur Bestimmung, „um sicher zu gehen", übersandt [2]).

Vollkommen unrichtig ist die Behauptung Petraschecks, daß mein Grenzquader ein Teil des Plänersandsteines sein soll. Der blaugraue, tonige, nur lokal entwickelte Sandstein ist nach oben und unten sehr scharf abgegrenzt. Er bildet einen nur 4—5 *m* mächtigen Horizont, welcher den Plänersandstein unterlagert.

Wenn ich den Plänersandstein mit den *Labiatus*-Plänern vereinigte, so geschah es wegen der gleichartigen Fazies beider Gesteine, die durch zahlreiche Übergänge eng miteinander verbunden sind, und wegen der paläontologischen Verwandtschaft beider. Denn Michael hat nachgewiesen, daß unter den 24 Arten, die er aus dem Plänersandsteine kennt, bereits 10 von Frič auch aus den turonen Weißenberger und Malnitzer Schichten aufgeführt werden [3]).

Die von Michael in der Kreidescholle von Cudowa als Leithorizont verfolgte Glaukonitbank war mir bekannt. Ich betrachtete es jedoch nicht als meine Aufgabe, diesen Horizont in dem großen

---

[1]) Ob Petrascheck in der Tat dasselbe Material vorlag wie mir, entzieht sich meinem Urteile.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Nr. 12, pag. 281.

[3]) Kürzlich gelang es mir, im Plänersandstein zwischen Lewin und Reinerz ein zwar nur als Bruchstück erhaltenes, aber deutlich und zweifellos zu bestimmendes Stück von *Inoceramus labiatus Schloth.* zu finden. Es ist dieser Fund ein neuer Beweis dafür, daß der Plänersandstein in der Tat an die Grenze von Cenoman und Turon zu stellen ist. Da wir es hier mit einer kontinuierlichen Ablagerung zu tun haben und jede Trennung künstlich ist, kann es keine scharfe Grenze zwischen dem Cenoman und dem Turon geben. Es ist also lediglich ein Ausfluß subjektiven Empfindens, ob man den Plänersandstein zum obersten Cenoman (Michael) oder zum untersten Turon (Verfasser) oder an die Grenze von beiden (Petrascheck) rücken will. Alle drei Ansichten haben ihre Berechtigung.



Gebiete genau festzulegen[1]) und kann nur immer wieder betonen, daß ich keine Spezialaufnahme geben wollte, um der Landesaufnahme nicht vorzugreifen. Ich wollte nur die oben präzisierten Aufgaben lösen und einen kurzen „guide" für den Exkursionsteilnehmer liefern.

Der Vorwurf Petraschecks, daß bei meinem Versuche, den *Brongniarti*-Pläner vom Scaphitenpläner des Karlsberger Plateaus zu scheiden, die Isohypsen der Karte eine „wichtige Rolle gespielt zu haben scheinen", erledigt sich von selbst. Es ist eine unwidersprochene Tatsache, daß, wo die Lagerung eine flache ist, die Isohypsen mit den geologischen Grenzen beinahe zusammenfallen. Die von mir gezogene Grenze ist durch das tiefe Erosionstal, in dem Machau liegt, an der Hand der Isohypsen gegeben. Ob die Karlsberger Pläner sich an anderen Orten kartographisch von den *Brongniarti*-Plänern werden trennen lassen, muß der Spezialaufnahme überlassen bleiben, wie ich schon in meiner Arbeit hervorgehoben habe[2]). Das Auftreten der Karlsberger Pläner nordwestlich von dem Erosionstale ist mir trotz der gegenteiligen Ansicht Petraschecks nicht entgangen, wenn ich auch in der Arbeit nicht ausdrücklich darüber gesprochen habe. Ein wohlwollender Leser wird diese Tatsache zwischen den Zeilen lesen können. Denn ich habe dargelegt[3]), daß am Südwestrande der Adersbach-Weckelsdorfer Kreidemulde die Mächtigkeit des Pläners auf Fazieswechsel beruht und daß die Mächtigkeit, je weiter man nach Süden kommt, immer größer wird. Es ist doch selbstverständlich damit gemeint, daß sich immer jüngere Glieder auflagern, also auch der Karlsberger Pläner, der sich petrographisch vom *Brongniarti*-Pläner nicht unterscheiden läßt.

Die geologische Exkursionskarte zeigt infolge eines in der Druckerei begangenen Irrtumes bei der Farbenwahl, die aus dem angeführten Grunde nicht mehr geändert werden konnte, bei Straußenei den Quader der Wünschelburger Lehne, der in Wirklichkeit zum Cenoman gehört. Daß hier in der Tat nur ein Druckfehler und nicht ein Fehler meinerseits vorliegt, geht unmittelbar aus den Worten des Textes[4]) hervor: „Das Fehlen des Sandsteines der Wünschelberger Lehne auf der Südwestseite der Heuscheuer ist durch Fazieswechsel zu erklären."

Petrascheck zweifelt ferner meine Altersbestimmung der Quader in der Adersbach-Weckelsdorfer Mulde an und sagt, daß ich denselben Fehler gemacht hätte wie Jokely. Zunächst kann von einem „Fehler" nicht die Rede sein, da Petrascheck mir noch nicht beweisen kann, daß meine Ansicht falsch ist. Auch vergißt Petrascheck vollkommen, daß ich es in meiner Arbeit unentschieden gelassen habe, ob der von Frič angenommene Zwischenpläner[5]) vorhanden ist oder nicht und daß sein Vorhandensein eine einfache Erklärung durch Fazieswechsel findet.

[1]) Zumal mir bei der Aufnahme nur die Karte im Maßstabe 1 : 75.000 zur Verfügung stand.
[2]) Festschrift, pag. 145.
[3]) Festschrift, pag. 140.
[4]) Festschrift, pag. 138.
[5]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. 54, Heft 3 und 4, pag. 535.

Interessant ist eine bei dieser Gelegenheit erwähnte Auffindung von Fossilien, durch welche Petrascheck seiner früheren Altersbestimmung [1]) selbst den Todesstoß versetzt. Die Unklarheit im Ausdrucke erheischt ein wörtliches Zitat der Stelle von Petrascheck: „Ich (Petrascheck) erwarb aus den den angeblichen Mittelquader unterteufenden Plänerschichten Fossilien, die auf die Teplitzer Schichten (Scaphitenpläner) schließen lassen, was wohl eine Vertretung des Heuscheuer Quaders wahrscheinlich machen könnte." [2]) Beachtenswert ist zunächst, daß er in der den angeblichen Mittelquader unterteufenden Plänerstufe auf Teplitzer Schichten (Scaphitenpläner) schließt, während er früher in der Plänerstufe des Heuscheuer Gebirges kein jüngeres Niveau als das des *Brongniarti*-Pläners (Malnitzer Schichten) suchen zu dürfen glaubte. Um eine Zone nach oben hat also Petrascheck in der Altersbestimmung schon nachgegeben. Unklar ist, was Petrascheck unter „Vertretung des Heuscheuer Quaders" meint. Soll man darunter eine fazielle Vertretung des oberen Heuscheuer Quaders durch die den angeblichen Mittelquader unterteufenden Plänerschichten verstehen, so wäre der angebliche Mittelquader jünger als der obere Heuscheuer Quader. Hat Petrascheck eine fazielle Vertretung der Quader der Wünschelburger Lehne damit gemeint, so ist der angebliche Mittelquader jünger als die Quader der Wünschelburger Lehne und die letzteren sind dann der Scaphitenzone zuzurechnen. Hat Petrascheck sagen wollen, daß der Heuscheuer Quader (unter welchem Namen ich immer den oberen Quader verstehe im Gegensatze zum Quader der Wünschelburger Lehne) mit dem angeblichen Mittelquader ident ist, dann hat er den Ausdruck „Vertretung des Heuscheuer Quaders" vollkommen falsch angewendet. Eine derartige Unklarheit im Ausdrucke, die ein Verstehen des Sinnes sehr erschwert, steht in Petraschecks Arbeit, wie noch gezeigt werden wird, keineswegs vereinzelt da.

Das Gebiet im SW des Parschnitz—Hronower Bruches war nicht mehr Gegenstand der Aufnahme. Daher wurden die dort anstehenden Gesteine auf der Exkursionskarte nur durch einen verwaschenen Strich in der für die einzelnen Formationen konventionell festgelegten Farbe angegeben. Nun ist durch ein Versehen des Lithographen bei Zdarek dieser grüne Strich ohne scharfe Begrenzung, der nur andeuten sollte, daß hier Kreide ansteht, etwas zu hell geraten. Petrascheck schließt daraus, daß ich hier den Emscher-Heuscheuer Quader eingezeichnet hätte, obgleich erstens Michael bereits unzweifelhaft nachgewiesen hat, daß die Quader zum Cenoman gehören, und obgleich ich zweitens im Text [3]) selbst ausdrücklich erwähne, daß dort Cenoman-

[1]) Bezeichnend ist auch, daß Petrascheck bei fast allen Versuchen von Altersbestimmungen sich immer unbestimmter Ausdrücke, wie „könnte, dürfte, möchte" bedient.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, Nr. 13, pag. 264.

[3]) Festschrift, pag. 152: Die bei Zdarek anstehenden Cenomanquader usw. Diese Quader fallen übrigens nördlich Kote 501 nicht nach NNO, wie Petraschecks Skizze zeigt, sondern, wie bereits in meiner Arbeit pag. 152 angegeben ist, unter 30° nach WSW. Petrascheck hat sich also in den Himmelsrichtungen geirrt.



quader ansteht. Petrascheck hätte also meine Arbeit gründlicher durchlesen sollen, ehe er einen unbegründeten Vorwurf gegen mich erhob.

Ein genaueres Eingehen auf Einzelheiten erfordert die von A. Schmidt und mir in der Wilhelminagrube konstatierte (in meiner Arbeit Straußeneier Sprung genannte) Verwerfung. Sie wurde im dritten Flöz tonnlägig 250 *m* vom Ausgange des Wilhelminaschachtes entfernt angefahren. Die Verwerfungskluft selbst zeigt ein Einfallen von 84° nach SSW. Hinter der Kluft stand ein weißer Sandstein an. A. Schmidts Aufnahmsnotizen enthalten noch die Bemerkung „nicht Arkose". Leider ist der Betrieb auf der Wilhelminagrube seit dem Sommer 1903 eingestellt worden und daher eine Revision der Angaben zurzeit nicht möglich. Man hat im Wilhelminaschacht die Wasser aufgehen lassen, weil der Abbau der über 30% Asche gebenden Kohle im Verhältnis zu den hohen Betriebskosten nicht mehr lohnend genug war [1]).

Ganz unzweifelhaft ist der von mir unter Tage nachgewiesene Straußeneier Sprung mit der von Petrascheck in der Skizze auf pag. 537 nördlich des Wilhelminaschachtes eingezeichneten Verwerfung ident, wie aus einer mir vorliegenden Kopie des Grubenrisses der Wilhelminagrube hervorgeht. Über Tage habe ich mich durch die Transversalschieferung des Pläners in den kleinen Aufschlüssen bei Zličko zu der Annahme einer größeren Ausdehnung des Straußeneier Sprunges verleiten lassen, die den tatsächlichen Verhältnissen nicht entspricht, und stehe nicht an, diesen, wie Petrascheck selbst sagt, „verzeihlichen" Irrtum ohne weiteres zuzugeben.

Petrascheck läßt infolge dieser Verwerfung Schatzlarer Schichten an Schwadowitzer Schichten angrenzen. Dies ist jedoch nach unseren Aufnahmen nicht möglich, da die Schwadowitzer Schichten, wie Weithofer angibt, mit Ausnahme der Arkosen nur in roter Farbe als Sandsteine untergeordnet auch als Schiefer entwickelt sind. Daß eine Verwechslung der roten Schwadowitzer Schichten mit den weißen cenomanen Sandsteinen vorliegt, ist doch wohl kaum anzunehmen. Petrascheck nimmt allerdings eine Verwechslung oder falsche Bestimmung der Gesteine unserseits an. Er bezieht sich dabei auf eine Bemerkung A. Schmidts, „daß die von Weithofer bei Zdarek als Karbon kartierte Insel durch mich als Cenoman erwiesen" sein soll. In meiner Arbeit wird jedoch Petrascheck vergeblich eine derartige Bemerkung suchen. Mein Aufnahmeblatt zeigt sehr wohl in dem von Zdarek nach Sedmakowitz führenden kleinen Tälchen die roten glimmerhaltigen Sandsteine der Schwadowitzer Schichten, auf die sich auf der rechten Seite die cenomanen Sandsteine und auf der linken nach einer nur wenig mächtigen Quaderschicht die Plänersandsteine auflegen. Im Maßstabe 1:75.000 würde dieser Karbonaufbruch einen Streifen von 1½ *mm* Breite und 10 *mm*

[1]) Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dr. Schmidt beabsichtigt Seine Durchlaucht Prinz Wilhelm von Schaumburg-Lippe, in diesem Frühjahre den Betrieb auf der markscheidenden preußischen Klemensgrube, die mit der Wilhelminagrube durchschlägig ist, wieder zu eröffnen und die Wässer zu sümpfen, so daß weitere Aufschlüsse unter Tage zu erwarten sind.

Länge ausgemacht haben. Ich habe ihn daher absichtlich auf der „Exkursionskarte“ nicht zum Ausdrucke gebracht.

Der Straußeneier Sprung existiert also, da Petraschecks Angaben mit meinen Angaben übereinstimmen. Ob sein Ansmaß jedoch nur so gering ist, daß, wie Petrascheck angibt, die Schatzlarer Schichten an die Schwadowitzer anstoßen, oder ob sein Ausmaß so groß ist, daß nach Schmidts Aufzeichnungen die Schatzlarer Schichten an die weißen cenomanen Sandsteine angrenzen, kann nur durch eine Revision nach der bevorstehenden Wiedereröffnung der Gruben entschieden werden.

Es bildet also zwar nicht die ganze Karbonscholle von Hronow—Straußenei, sondern nur das Steinkohlenvorkommen von Straußenei einen Längshorst, der von zwei streichenden, widersinnig einfallenden Brüchen begrenzt wird. Von diesen ist der eine der soeben erwähnte Straußeneier Sprung, der andere die von Michael nachgewiesene Fortsetzung des Parschnitz—Hronower Bruches, wie im folgenden dargelegt werden soll.

Durch Petraschecks neueste Arbeit ist die Tektonik der Gegend zwischen Hronow und Straußenei meines Erachtens noch nicht genügend geklärt. Er stellt sich bezüglich des Parschnitz—Hronower Bruches in einen bewußten Gegensatz zu Michael und Weithofer, ohne deren Ansicht widerlegen zu können. Michael[1]) hat nachgewiesen, daß „830 *m* vom Eingangsstollen der Wilhelminagrube entfernt etwa 70 *m* unter Tage — oberflächlich streicht an der Stelle Plänersandstein aus — eine große N 50 W streichende Kluft angefahren wurde, welche mit einem Winkel von 29° westlich einfällt. Ein fester, grober, roter Sandstein, mit 60° betragender Neigung östlich einfallend, ist durch eine 2—5 *cm* mächtige, schwarze, feste Lettenschicht von einem westlich sich verflächenden schwarzen, groben Sandstein getrennt“. Dieser Sandstein gehört den untersten Lagen des Cenomanquaders, der unteren Zone des groben, kalkigen Sandsteines von Cudowa Michaels, an. „Eine große Verwerfung trennt also scharf die Kreideablagerungen von denen der Karbonformation, die Schwadowitzer Dislokationskluft findet bis hierher ihre südöstliche Fortsetzung.“

Die Angaben Michaels sind so präzis und bestimmt, daß man keinen Grund hat, irgendwelche Zweifel zu äußern[2]). Dennoch vermutet Petrascheck, daß Michael „in der Angabe des Ortes ein Irrtum untergelaufen“ sei und beruft sich dabei auf mündliche Mitteilungen des Herrn Markscheider Iřmann. Weithofer[3]) beruft sich bei der entgegengesetzten Ansicht, der Annahme einer Überschiebung, ebenfalls auf den eben genannten Herrn Markscheider und Herrn Ingenieur Nowak. Petrascheck zeichnet auf seiner Skizze

[1]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1893, pag. 215.

[2]) Auch hat mir Herr Dr. Michael persönlich liebenswürdigerweise mitgeteilt, daß seine Angaben auf von ihm selbst unter Tage gemachten Beobachtungen basieren.

[3]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, Bd. 47, pag. 470.



der Gegend von Hronow und Straußenei[1]) zirka 200 *m* westlich von dem Wilhelminaschachte eine Verwerfung im Karbon, die wohl der Michaelschen entsprechen soll, im Text ist sie nicht erwähnt. Es ist jedoch unmöglich, daß beide ident sind. Die Michaelsche Verwerfung streicht N 50 W und grenzt an Kreideschichten, die Petraschecksche streicht N 10 W und liegt im Karbon (Schatzlarer Schichten), kann also auch nur ein geringes Ausmaß haben. Ebenso divergierend sind die Angaben der Entfernung von dem Eingangsstollen der Wilhelminagrube, bei Michael 850 *m*, auf Petraschecks Skizze 200 *m*. Ebenso unmöglich ist die Annahme Petraschecks, daß Michael südlich mit westlich vertauscht habe. Westlich von dem Wilhelminaschachte (also ungefähr im Streichen des Karbons) kann bei 850 *m* Entfernung nie Kreide angefahren werden, noch dazu 70 *m* unter Tage. Die von Petrascheck ohne Angabe des abgesunkenen Teiles gezeichnete Verwerfung ist also, wenn sie überhaupt vorhanden ist (im Text ist zu ihrer Begründung nicht ein Wort angeführt), etwas Neues. Jedenfalls ist die von Michael nach Petraschecks eigenen Worten zweifellos beobachtete Verwerfungskluft auf der Skizze von Petrascheck nicht zur Darstellung gebracht, letztere ist also zum mindesten unvollkommen.

Am Schlusse seiner neuesten Mitteilung (pag. 539) versucht Petrascheck eine tektonische Erklärung des Cudowaer Grabens zu geben. Dieselbe enthält jedoch so viel Unklarheiten in sich selbst, daß ich eine wörtliche Wiedergabe für notwendig halte. Petrascheck schreibt:

„Der breite Graben von Cudowa biegt bei Hronow jäh aus einer NS-Richtung in eine erst fast westliche“ (muß heißen östliche), „dann mehr nordwestliche“ (muß heißen südöstliche) „um und läßt sich, zwischen Hronow und Kosteletz stark verschmälert, allmählich breiter werdend, weithin verfolgen. Wo er am engsten ist, wird er südwärts“ (muß heißen in seiner Nordwestecke) „von Karbon überschoben. Innerhalb kann man hier keine flach gelagerten Schichten nachweisen und scheint man somit Berechtigung zu haben, denselben auch als eine eng zusammengepreßte Mulde aufzufassen, die der nach S überschobenen Falte des Karbonzuges vorgelagert ist.“ (Unklar.) „Die über Tag zu beobachtende Schichtfolge und ebenso die mir (Petrascheck) von der Schatzlarer Bergverwaltung freundlichst zur Verfügung gestellten Ergebnisse der daselbst vorgenommenen Schürfungen und Bohrungen geben aber keinerlei Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer Überstürzung der tiefsten daselbst aufgeschlossenen Karbonschichten.“ (Direkter Widerspruch gegen die beiden vorangehenden Sätze.) Ich kann diese Ausführungen Petraschecks nicht besser charakterisieren als dadurch, daß ich seine eigenen Worte[2]) zitiere, die er ungerechtfertigterweise meiner Arbeit zum Vorwurf gemacht hat und die daher doppelt schwer auf ihn selbst zurückfallen;

„Wiederholt ist in dieser Arbeit Ost und West in sinnstörender Weise vertauscht worden.“

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1905, Bd. 54, Heft 3 und 4, pag. 537.
[2]) Pag. 528, Fußnote 1.



Im Gegensatze zu meioer Annahme, daß der Parschnitz-Hronower Bruch, abgesehen von den vorkarbonischen gebirgsbildenden Bewegungen, die Auslösung einer einzigen postcretacischen Bewegung ist, behauptet Petrascheck, daß man „auf dieser Linie gezwungen ist, die gebirgsbildende Bewegung, abgesehen von den vorkarbonischen, auf zwei Phasen [1]) zurückzuführen, eine postpermische, aber vorcretacische, und eine postcretacische". Sind die Profile Weithofers richtig, so kann man unmöglich an dieser Störungslinie eine nach der Rotliegend- und vor der Kreidezeit erfolgte tektonische Bewegung annehmen, sonst könnten die Kreideschichten den Rotliegendschichten auf dem abgesunkenen Flügel nicht gleichförmig (natürlich unter Bildung einer Erosionsdiskordanz) auflagern. Die Annahme einer postdyadischen und präcretacischen Phase der Bruchbildung von seiten Petraschecks bedeutet also ein völliges Mißverstehen der Weithoferschen Profile oder man wäre zu der bis jetzt durch nichts begründeten Annahme gezwungen, daß sämtliche Profile Weithofers falsch sind.

Eine kurze Zusammenstellung der ausführlich erläuterten Tatsachen gibt also folgendes Resultat:

Petrascheck zweifelt das Hauptergebnis meiner Arbeit, die Altersbestimmung der Heuscheuer Quader als Emscher und der Adersbach-Weckelsdorfer Sandsteine als Mittelturon, zwar an, kann jedoch den gegenteiligen Beweis nicht erbringen. Auch die richtige Bestimmung meiner Fossilien wird von Petrascheck in Zweifel gezogen, aber ohne Beweis. Die von Petrascheck an der geologischen Karte erhobenen Ausstände erledigen sich bei der richtigen Auffassung derselben als „Exkursionskarte", wie auch ihr Titel lautet, zum größten Teile von selbst.

Es mag nach dieser kurzen Zusammenstellung dem Urteile des Lesers überlassen bleiben, ob Petrascheck berechtigt war, von meiner Arbeit als von einer „ephemeren Erscheinung" zu sprechen.

---

[1]) Die Möglichkeit einer Bildung in zwei Phasen, jedoch einer intrakarbonischen und der postkretazischen, ist in meiner Arbeit bereits in Betracht gezogen worden.



Geologische Exkursionen im Gebiete des Liesing- und des Mödlingbaches.

(Vorarbeiten für eine in Vorbereitung befindliche geologische Karte im Maßstabe 1:25.000.)

Von **Franz Toula**.

Mit einer Tafel (Nr. V) und 34 Textillustrationen.

Wenn ich im nachfolgenden Mitteilung mache über meine im Gebiete des Liesing- und Mödlingbaches ausgeführten Begehungen, so könnte dies ganz wohl als voreilig und verfrüht angesehen werden, da das bis nun zur Ausführung Gebrachte noch lange nicht hinreicht, um den von mir ausgesprochenen Plan, eine Karte im Maßstabe von 1:25.000 herzustellen, zur Ausführung zu bringen. Ein Unfall, den ich im vorigen Sommer erlitten habe, brachte mich an den Rand des Grabes und es wären meine Aufzeichnungen, die zum Teil dreißig und mehr Jahre zurückreichen, verloren gewesen, da sich kaum jemand die Mühe hätte nehmen können, meine Notizbücher zu bearbeiten, schon aus dem an mir gewiß sehr tadelnswerten Grunde, weil meine Schrift eine überaus schwer lesbare ist.

Es wäre jedoch vielleicht doch schade gewesen um die von mir aufgewendete Arbeit im Felde, da sie zum mindesten gar manche neue Tatsache erbracht hat und zu zeigen geeignet erscheint, daß das genannte Gebiet, ganz abgesehen von dem Reize, der ihm eigen ist und der allein schon dem geologischen Wanderer seine Mühe reichlich lohnt, auch einer hingebenderen Arbeit erfreuliche Ergebnisse liefert. Diese Hingebung ist aber schon aus dem Grunde dringend nötig, weil das Gebiet ein weithin — man muß in anderer Beziehung sagen gottlob — gut und dicht bewaldetes ist, und wenn es auch an zahlreichen guten Aufschlüssen nicht fehlt, gerade der Bewaldung wegen, der Lösung tektonischer Fragen viele Schwierigkeiten entgegensetzt. — Ich habe für meine Person auf Grund meiner gesammelten Erfahrungen recht wohl erkannt, welche Partien noch weiterer Durcharbeitung unterzogen werden müssen, um das angestrebte Ziel zu erreichen, und wenn es mir die Verhältnisse erlauben, werde ich nicht unterlassen, mich zu bemühen, diese Arbeit zu leisten, wozu mich schon die Liebe treibt, die ich für dieses wahrhaft liebenswürdige Stückchen unseres schönen Vaterlandes von Jugend auf empfinde, eine Liebe, die mit den Jahren durch das, was ich in entlegenen Gebieten zu sehen und zu bearbeiten

Gelegenheit hatte, nicht nur nicht gemindert, sondern nur gesteigert worden ist. Ich gebe mich auch der Hoffnung hin, daß der eine und andere der geologischen Fachgenossen angeregt werden wird, in diesen Teil des niederösterreichischen Waldlandes hinauszuwandern. Vor allem hoffe ich meinen Freund Kustos Ernst Kittl zu bewegen, seine vielfältigen in diesem Gebiete gesammelten Erfahrungen darzulegen. Ihm wird es vielleicht möglich sein, manches mir fraglich Gebliebene klar zu machen, Zweifel zu beseitigen und eine Fülle neuer Erkenntnisse beizubringen. Weiter hoffe ich, daß auch Alexander Bittners, des leider so viel zu früh Dahingeschiedenen, Aufzeichnungen — er hat gewiß gar viele Wege auch in diesem Teile der Ostalpen durchmessen — von den dazu Berufenen werden hervorgesucht und veröffentlicht werden. Zweifellos würde sich auch in den D. Sturschen Notizbüchern viel des Interessanten finden und wäre eine Durchsicht derselben besonders aus dem Grunde sehr erwünscht, weil man daraus entnehmen könnte, wo seine Kartenwerke (1860, 1894) auf tatsächlich Beobachtetem und wo sie auf Annahmen und Kombinationen begründet sind.

Es ist selbstverständlich, daß ich meine vorliegende Arbeit damit beginne, daß ich die auf das Blatt Mödling bezugnehmenden Arbeiten und Notizen, soweit sie veröffentlicht sind, zusammenstelle, und es scheint mir nicht unnütz, daß ich diese Literaturüberschau meinen Beschreibungen voranstelle, schon aus dem Grunde, weil der wissenschaftlich Arbeitende die Arbeit der Vorgänger kennen und benützen soll, weil er dadurch erfahren kann, wo die eigene Arbeit einzusetzen hat. — Ich habe mich daher bemüht, bei den Berichten über Aufnahmen im Felde eine kurze Angabe des Inhaltes zu geben.

Herr Kustos E. Kittl hat sich bereit erklärt, sein kartographisches Material für die seinerzeitige Herstellung der Karte zur Verfügung zu stellen, die in diesem Falle unsere beiden Namen tragen wird. Ich habe bis nun nur meine eigenen Beobachtungen und Erfahrungen benutzt, um die Sturs che Karte zu berichtigen. Als Grundlage für meine geplante geologische Karte habe ich die von G. Freytag herausgegebene Touristenkarte der Umgebung von Mödling im Maßstabe von 1:25.000 gewählt, da sie, in der Schichtenlinienmethode ausgeführt, für die Eintragung der Farben besonders wohlgeeignet erscheint. Zunächst stellte ich eine genaue Kopie der Sturschen Originalkarte (1:25.000) her und trug Schritt für Schritt die Änderungen auf Grund meiner Wahrnehmungen ein. Hoffentlich wird es mir möglich sein, im Jahre 1905 alle jene Begehungen auszuführen, welche mir nach meinem bisherigen Beobachtungsnetze noch nötig erscheinen, um zu einem befriedigenden Abschlusse zu gelangen. Dann wird sich auch — so hoffe ich — die Tektonik des interessanten Gebietes mit größerer Sicherheit entwickeln und auf tatsächliche Beobachtungen begründen lassen.

I. Literaturübersicht,

das auf der Karte zur Darstellung gebrachte Gebiet betreffend.

1817. J. Sarenk. Geschichte und Topographie des landesfürstlichen Marktes Mödling und seiner Umgebungen. Wien 1817. Enthält (S. 169) ein Profil des Mineralbadbrunnens, woraus hervorgeht, daß er hauptsächlich Tegel durchfährt. Das Vorkommen von *Pecten*-Schalen in der Tiefe wird angegeben.

1831. R. J. Murchison. The Eastern Alps. Transact. of the London. geol. soc. 2. Ser., III, Pl. XXXV. Durchschnitt des Beckens von Wien, vom Leithagebirge über den Eichkogel bis zum Alpenkalk (Pl. XXXVI).

1843. P. Partsch. Geognostische Karte des Beckens von Wien und der Gebirge, die dasselbe umgeben, oder erster Entwurf einer geognostischen Karte von Österreich unter der Enns mit Teilen von Steiermark, Ungarn, Böhmen, Mähren und Österreich ob der Enns. Wien. Fol. 1843.

Die „erläuternden Bemerkungen zur geognostischen Karte des Beckens von Wien und der umgebenden Gebirge" erschienen Wien 1844. 8°. Hof- und Staatsdruckerei.

1846. G. Graf zu Münster. Über die in der Tertiärformation des Wiener Beckens vorkommenden Fischüberreste.

Beitr. zur Petrefaktenkunde, VII, Bayreuth 1846, S. 1—31.

Funde von Enzersdorf.

1846. A. d'Orbigny. Foraminifères fossiles du bassin tertiaire de Vienne. Paris 1846.

1847. Fr. v. Hauer. Petrefakten aus dem Alpenkalke am Südabhange des Anninger am Wege vom Eichkogelsattel zum Richardshof („Schuberthaus").

Haidingers Berichte, I, S. 34.

Lithodendron, Crinoidenstielglieder, *Terebratula*, *Ostrea* in Blöcken „deuten unzweifelhaft auf Jurabildungen". Erste Mitteilung über das Rhät des Anningergebietes. — Rote Kalke.

Die Fossilien gehören einer der tieferen Etagen der Juraformation (Unter-Oolith) an, die roten Kalke sind jünger.

Haidingers Berichte, VI 1850, S. 20—22.

Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. I, 1850, S. 40.

1847. M. Hoernes. Überblick über die fossilen Säugetiere des Wiener Beckens.

Haidingers Berichte, I, 1847, S. 50—55.

Erwähnt wird ein Zahn von *Dinotherium* von Enzersdorf bei Mödling (S. 52) und Zähne von *Equus fossilis* aus der Sulz bei Kaltenleutgeben (S. 53). Ersterer wurde von H. v. Meyer als *Dinotherium giganteum* bestimmt.

Leonhard und Bronn, Neues Jahrb. 1847, S. 578.

1847. A. v. Morlot. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. Wien 1847.

S. 80. Das Vorkommen von Süßwasserkalk am Eichkogel bei Mödling mit vielen „Land- und Süßwasserschnecken".

S. 88 wird nach Boué erwähnt, daß der Wiener Sandstein bei Kaltenleutgeben „mit der Kohle" auf dem Kalke liege und durch Wechsellagerung in denselben übergehe.

S. 92. Der Wiener Sandstein teils eocän, teils Grünsand, teils Lias-Trias.

A. Boué hat (Haidingers Berichte, 1847, II, S. 466) gegen die Zusammenfassung so verschiedener Formationen im Wiener Sandstein energisch Stellung genommen und den Wiener Sandstein mit dem Gurnigler Sandsteine Studers in Parallele gestellt.

Fr. v. Hauer hat (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. I, 1850, S. 48—51) Keuper, Neokom und Eocän im Wiener Sandstein vereinigt betrachtet.

1847. A. E. Reuss. Die fossilen Polyparien des Wiener Beckens.

Haidingers Abhandl., 1847, S. 1—109 mit 11 Tafeln.

S. 4. Der Tegel von Brunn: Congerientegel.

Ich finde kein einziges Fundstück aus unserem Kartengebiete verzeichnet.

1848. Semianovsky. Analyse des Mineralwassers zu Mödling.
Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., V, 1848.

1848. V. Streffleur. Lagerungsverhältnisse des Sandsteines und Kalkes im Wienerwaldgebirge.
Haidingers Berichte, III, 1848, S. 332—334.

Die zwei Kalksteinzüge: Anninger—Schneeberg und Gaisberg—Klein-Mariazell. Der „Sand" (Sandstein) fällt unter den Kalk ein. Die Sandsteinrücken ziehen unter dem Kalksteine fort, sind davon nur „überkrustet".

1849. J. Cžjžek. Geognostische Karte der Umgebung von Wien. Wien 1849 (1:96.000).
Haidingers Berichte, III, 1848, S. 163—172.

Mit 16 Ausscheidungen, darunter von stratigraphischen Einheiten: Diluvium, Süßwasserkalk, Geröll- und Sandlagen, Konglomerate, Leithakalk, Sand- und Tegellagen mit Geröllschichten, Cerithienkalk und -Sandstein, Tegel mit verhärteten Sandlagen, Alpenkalk, Wiener Sandstein. „Schwarzkohle im Wiener Sandstein."

Erläuterungen zur geognostischen Karte der Umgebung von Wien mit 7 Anhängen. Wien 1849. 104 Seiten und Verzeichnis der Fossilreste des Tertiärbeckens von Wien von M. Hoernes, 43 Seiten.

Von Fundorten unseres Gebietes werden angeführt: Brunn am Gebirge, Eichkogel und Maria-Enzersdorf bei Mödling.

In den Erläuterungen wird S. 72 der Übergang der hangenden dolomitischen Kalke in dichte Kalke („mit unbestimmten Grenzen") in der Gegend von Mödling erwähnt. S. 74 wird das Vorkommen von schwarzen, weißaderigen Kalken von Weißenbach bei Mödling angeführt, von wo auch rote Breccienkalke erwähnt werden, sowie auch die „Rauchwacke" von Kalksburg. Ihre „Entdolomitisierung" wird mit der Gipsbildung in einen Zusammenhang gebracht (S. 75 und S. 91). Die Trias-(Lunzer-)Sandsteine mit Pflanzenführung werden noch dem Wiener Sandsteine („Lias und Keuper") zugerechnet (S. 85), ebenso auch die Gosausandsteine von kretazischem Alter (S. 89), welche „manchmal vom Wiener Sandsteine nicht zu unterscheiden sind". Der rote Sandstein (Werfener Schiefer) desgleichen (S. 88); er enthält „zuweilen wie jener in der Brühl Spuren von Steinsalz".

1849. J. Cžjžek. Über die Umgebung des Eichkogels bei Mödling.
Haidingers Berichte, V, 1849, S. 183—188.

Nulliporenkalk auf dem gegen den Maaberg führenden Weg. Auch Cerithienkalk und tertiäre Konglomerate; solche auch am Ausgange des Windtales; Dolomite des Maaberges. Ein Kalkofen, in dem bituminöse, dunkle Kalke vom Hundskogel gebrannt werden.

1849. A. E. Reuss. Die fossilen Entomostraken des österreichischen Tertiärbeckens.
Haidingers Abhandl., III, 1849, S. 41—92 mit 4 Tafeln.

Abgebildet werden von Brunn: *Cytherina heterostegina* (VIII, 23), *C. setigera* (IX, 1), *Cypridina lacunosa* (IX, 27), *C. reniformis* (IX, 29), *C. folliculosa* (IX, 33), *C. brunnensis* (X, 3), *C. granifera* (X, 4), *C. bituberculata* (X, 11).

1849. A. E. Reuss. Neue Foraminiferen aus den Schichten des österreichischen Tertiärbeckens.
Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss., I, 1849.

1851. J. Cžjžek. Gipsbrüche in Niederösterreich und den angrenzenden Landesteilen.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1851, *a*, S. 27—31.

An ein bestimmtes Gestein gebunden (oberes Glied des Bunten Sandsteines). In der Brühl bei Mödling (S. 28). Graue, dolomitische Kalke ragen in dem großen gemauerten Schachte zwischen Gips hervor. Westlich davon kommen graue und rötliche Sandsteine und gegen Weißenbach, zu beiden Seiten, schwarze bituminöse Kalke vor.

1851. Fr. Foetterle. Über eine Höhle am NO-Abhange des Gaisberges, ober der Kirche von Kaltenleutgeben. Nahe dem Gipfel.
Haidingers Berichte, VII, 1851, S. 186.

1851. M. Hoernes. Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Fundorteangaben.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. II, 1851, *d*, S. 98.
Brunn am Gebirge (S. 118). Ziegelei im Congerientegel (am Kröten-Pöllengrabenbache). 13 Arten werden genannt. Eichkogel (S. 122): Süßwasserkalk über glimmerreichem Sand.

1852. J. Cžjžek. Aptychenschiefer in Niederösterreich.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1852, *c*, S. 1—7.
Der Bergzug südlich von Kaltenleutgeben bis in die Nähe von Gießhübel enthält Lagen von weißem Aptychenkalk mit Hornstein, roten Crinoidenkalken (Oxford) benachbart, welche über Wildegg und Rohreck bis in die Nähe von Grub reichen und sich weiter gegen SW über Alland und Altenmarkt verfolgen lassen.

1852. J. Cžjžek. Aufnahmsbericht.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. III, 1852, *a*, S. 90—99.
1. Alpenkalkzug: Schneeberg—Hohe Wand (S. 95 ff). 2. Zug: Anninger, Lindkogel, Schwarzkogel bei Mariazell (schwarze Kalke des Bunten Sandsteines, Dachsteinkalk, Lias- und Oxfordkalke, Liassandsteine. Gosau in kleinen Partien). 3. Zug: Mödling—Brühl, Eisernes Tor, Gutenstein. Dolomite, schwarze Kalke, „mitten durchgehender Bunter Sandstein". 4. Zug: Kalksburg—Rodaun—Alland—Unterberg (Bunter Sandstein, schwarze Kalke, Muschelkalk und Lias [Mergel, Kalke, kohlenführende Sandsteine], Oxford- und Crinoidenkalke [bei Gießhübel]).
(Man vgl. auch ebenda IV, S. 179: Geologische Zusammensetzung der Kalkalpen zwischen Wien und Gutenstein.)

1853. Fr. v. Hauer. Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. IV, 1853, S. 715—784.
Die Züge des Werfener Schiefers (= Bunter Sandstein) werden verzeichnet. Der nördlichste ist der aus der Brühl bis Sparbach ziehende „Brühl—Windischgarstner Zug". Gutensteiner Kalk darüber. Bei Sittendorf von Gosau- und Tertiärschotter verdeckt. Dann folgt oberer Muschelkalk („Hallstätter Kalk") und Wengener Schiefer, Dolomit, Dachsteinkalk mit den Starhemberg- und Kössener Schichten (früher als Unter-Oolith bezeichnet, nun zum unteren Lias gestellt), Grestener Schichten „nur nördlich vom Werfener Schieferzuge". Außerdem werden Hierlatz- und Adnether Schichten, Klausschichten und Aptychenschichten des Jura unterschieden.

1854. K. Peters. Die Aptychen der österreichischen Neokomien- und oberen Juraschichten.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. V, 1854, S. 439—444.
Die neokomen weißen und die jurassischen grauen Aptychenkalke werden bestimmt unterschieden. Aus unserem Gebiete werden keine Funde namhaft gemacht.

1854. A. E. Reuss. Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen.
Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss. VII, 1854.

1854. Ed. Suess. Über die Brachiopoden der Kössener Schichten.
Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss. VII, 1854, 37 S. mit 4 Tafeln.

1855. K. v. Hauer. Über die Kalksteine am Hundskogel in der hinteren Brühl.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1855, S. 157 und 202, 1858, S. 103.
(„Gehören den Kössener Schichten an.") Analysen.

1856—1870. M. Hoernes. Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien.
Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. IV, 1856—1870, 2 Bde.

1857. A. Bauer und P. Weselsky. Analyse der kürzlich aufgefundenen Mineralquelle bei Gumpoldskirchen.
Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss. XXIII, 1857, S. 178.

1858. F. Karrer. Eine geologische Skizze des Eichkogels bei Mödling.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. IX, 1858, Verhandl. S. 160.
Über den Cerithienschichten eine Lage Tegel mit Pflanzenresten, analog jenen des Pliocäns von Öningen in der Schweiz (*Phragmites oeningensis* und *Glyptostrobus europaeus*).

Ausführliche Darstellung ebenda, X, 1859, S. 25—29. Mit 2 Profilen. Rolle habe im Süßwasserkalke Spuren eines kleinen Säugetieres gefunden. Glimmerreicher Sand überdeckt den Süßwasserkalk gegen West. Dasselbe müßte gegen N hin nach dem Profil 2 (N—S) auch für den Tegel und Sand der Congerienschichten angenommen werden (!).

Man vgl. auch D. Stur: Flora des Süßwasserkalkes usw. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XVII, 1867, S. 99—100). Die pflanzenführende Schicht dürfte dem Kohlenletten von Moosbrunn entsprechen, der unter dem Süßwasserkalke liegt und damit teilweise wechsellagert.

1859. A. Boué. Über die wahre geognostische Lage gewisser als Reibsand gebrauchter dolomitischer Brecciensande.
Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss. XXXVII, 1859, S. 356—365.

1859. K. M. Paul. Ein geologisches Profil aus dem Randgebirge des Wiener Beckens.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. X, 1859, S. 257—262 mit Profilen im Liesinggebiete und von der Hinterbrühl über den Hundskogel (Gutensteiner Kalk) und Gießhübel (Werfener Schiefer!).

Der Zugberg bei Rodaun wird für Lias erklärt. Bei Kalksburg wird das Vorkommen von *Cardinia* angeführt. (Es ist dies wohl das Vorkommen gegenüber der Ausmündung des Gütenbachtales.) Im Kaltenleutgebener Tale wird die Überlagerung der „grauen Kalksteine“ durch dünngeschichtete Aptychenkalke angeführt. (Es ist wohl das Vorkommen gleich oberhalb Rodaun am Eingange in den Öden Saugraben gemeint). Östlich davon wird eine Leithakalkbildung mit Gosaumergeleinschlüssen angeführt (Actaeonellen führend).

1859. H. Wolf. Über eine Brunnengrabung in Perchtoldsdorf (Haus Nr. 255).
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. X, 1859, Verhandl. S. 31—33.
Diluvium (Löß), Congerienschichten mit *Melanopsis Martiniana*, Sande und Tegel der mediterranen Stufe mit vielen Fossilien.

1860. K. M. Paul. Ein geologisches Profil durch den Anninger bei Baden im Randgebirge des Wiener Beckens.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XI, 1860, S. 12—16.

Ein Profil vom Gießhübel nach Rauheneck bei Baden. Am Gießhübel Werfener Schiefer (Gosausandstein!), gegen Hinterbrühl darüber Gutensteiner Kalk, Hallstätter Kalk, Dolomit, brauner Liaskalk, Lithodendronkalk. Dieser soll im braunen Liaskalk mit *Megalodon triqueter* eingelagert sein. Ein unmögliches Idealprofil (S. 15). Das Vorkommen von Aonschiefern über dem Kalke wird nachgewiesen (S. 13). In diesen Schiefern fand der Autor kleine „schwarze Zeichnungen“, in welchen er Reste von nackten Cephalopoden vermutete.

1860. D. Stur. Geologische Karte der Umgebung von Wien.
Wien, Artaria, 1860.
Bemerkungen darüber. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XI, 1860, Verhandl. S. 101—124.

35 verschiedene Ausscheidungen gegen im ganzen 18 der Cžjžekschen Karte vom Jahre 1849. Der „Alpenkalk“ erscheint in acht Stufen gegliedert: Werfener Schiefer, Gutensteiner Kalk, Aonschiefer und Hallstätter Kalk, unterer und oberer Liaskalk, gelber sandiger Kalk (brauner Jura), Klausschichten, Jura, neokomer Aptychenkalk mit Hornstein.

1861. M. H. Michelin. Monographie des Clypeastres fossiles.
Mém. soc. géol. de Fr., Paris 1861.
Wichtig für die Bestimmung der Kalksburger Vorkommnisse. (Man vgl. auch G. Laube. Die Echinoiden der österreichisch-ungarischen oberen Tertiärablagerungen. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. V, 1871.)

1861. A. Oppel. Über die Brachiopoden des unteren Lias. (Auch über jene des Hierlatzkalkes.)
Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1861, S. 529—550 mit 4 Taf.

1863. C. v. Ettingshausen. Die fossilen Algen des Wiener und des Karpathensandsteines.
Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss. XLVIII, 1863, mit 2 Tafeln.

1863. Felix Karrer. Über die Lagerung der Tertiärschichten am Rande des Wiener Beckens bei Mödling.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A, XIII, 1863, S. 30—32.
Zwei Brunnenprofile.

1863. Ed. Suess. Über die Verschiedenheit und die Aufeinanderfolge der tertiären Landfaunen in der Niederung von Wien.
Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss. XLVII, 1863, 26 S.
Gliederung in sechs Entwicklungsphasen des Gebietes, von der Zeit der Entstehung des Wiener Beckens, bis in das Diluvium.
Drei Faunen: *Mastodon angustidens — Mastodon longirostris — Elephas primigenius.*

1863. Ed. Suess. Bericht über die Arbeiten der Wasserversorgungskommission im Gemeinderate der Stadt Wien.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XIII, 1863, S. 524—529.
Handelt nur von den Tiefquellen. 83 verschiedene Beobachtungspunkte.

1864. Ed. Suess. Bericht über die Erhebungen der Wasserversorgungskommission des Gemeinderates der Stadt Wien.
Wien 1864, 295 S. mit 21 Karten und Plänen.
Man vgl. auch Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, XIV, S. 417—435.
Aus der Einleitung geht hervor, daß im November 1862 die Tiefquellen des Steinfeldes nächst Wr.-Neustadt in Aussicht genommen worden waren, nachdem schon 1861 (15. Oktober) ausgesprochen worden war, es sei „einem aus den Gebirgen herleitbaren Wasser jenem aus der Donau der Vorzug" zu geben. Ed. Suess wurde am 9. Oktober 1863 in die Kommission gewählt. Im Mai 1864 wurde der Bericht erstattet. Nur zwei Messungen der Ergiebigkeit des Kaiserbrunnens werden angeführt. (10. Okt. 1863 und April 1864.) Jahrb. XIV, S. 422 wird angegeben, das Minimum der Kaiserbrunnenergiebigkeit sei niemals unter 650.000, jenes der Stixensteinerquelle unter 500.000 Eimer herabgegangen. S. 103 werden die Quellen zwischen Gumpoldskirchen und Perchtoldsdorf erwähnt, sowie jene in der Hinterbrühl. S. 228 findet sich die Bemerkung, daß die Messung der kleinen Quellen des Anninger gegen die Hinterbrühl eine Gesamtmenge von nur 8700 Eimer ergeben habe.

1864. K. M. Paul. Ein Beitrag zur Kenntnis der tertiären Randbildungen des Wiener Beckens.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, XIV, S. 391—395.
Aufschluß am Beckenrande an der goldenen Stiege bei Mödling: Dolomitgrus führender Tegel, Leithakalk und bläulicher Tegel über dem mit 50° südwärts fallenden Dolomit.

1864. D. Stur. Über die neogenen Ablagerungen im Gebiete der Mürz und Mur in Obersteiermark.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1864, XIV, S. 218—252.
S. 243—245. Über das Gaadener Tertiärbecken.
Zu unterst Tegel, darüber Schotter, die an den Rändern als Konglomerate entwickelt sind. Im Schotter Gerölle mit Balanen und Austern (auf dem Wege nach Heiligenkreuz, sowie zwischen Gaaden und Sittendorf, auch *Pecten solarium* und *Pectunculus*). Der Tegel sei Süßwassertegel, der Schotter marin. Verbindung des Beckens oder der Bucht von Gaaden mit der Wiener Bucht durch die Brühl.

1864. K. Zittel. Die Bivalven der Gosaugebilde in den nordöstlichen Alpen.
Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss. XXIV, 1864, XXV (1866).

1865. M. V. Lipold. Das Kohlengebiet in den nordöstlichen Alpen.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1865, XV, S. 1—164.
Baue in der Umgebung von Baden. Lunzer Schichten im Tale der Liesing (S. 64—65). Fragliche Kohlenausbisse oberhalb des Kalksburger Jesuitenkollegiums (r. U.), im Wienergraben (l. U.), beim Schöny-Bauernhause, wo auch *Corbis Mellingi* (Raibler Schichten) im Hangenden angefahren wurden, und oberhalb der Kaltenleutgebener Kirche.

1867. E. Schwarz. Chemische Analyse des Mineralwassers in Mödling.
Sitzungsber. d. Wiener Ak. d. Wiss. LV, 1867, 2. Abt.



1868. Th. Fuchs. *Terebratula gregaria Suess* bei Kalksburg.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1868, S. 170.
Im dritten auf der linken Seite des Kalksburger Tales gelegenen Kalkbruche (muß wohl heißen rechten Seite) eine Mergelbank mit *Terebratula gregaria, Mytilus* etc. über Lithodendronkalk.

1868. Fr. v. Hauer. Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Bl. VI. Östliche Alpenländer.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XVIII, 1868, S. 1 ff.

1868. F. Karrer. Über die Tertiärbildungen in der Bucht von Perchtoldsdorf bei Wien.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1868, XVIII, S. 569—584. Mit einer bildlichen Darstellung der Bucht. Genaue Angabe des Aufschlusses in den Konglomeraten mit den „abgescheuerten Actaeonellen". Gainfahrner Mergel und Tegel darüber. Brunnenprofile. Fossilienlisten.
Man vgl. auch l. c. S. 273—276 über das Verhältnis der Congerienschichten zur sarmatischen Stufe bei Liesing.

1869. Th. Fuchs. Der Steinbruch im marinen Konglomerat bei Kalksburg und seine Fauna.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1869, XIX, S. 189—195. Mit einer Profildarstellung dieses nun zur Hälfte verbauten hochinteressanten Aufschlusses, welcher zu jenen Punkten gehören würde, deren Erhaltung staatlich geschützt werden sollte.
Berühmte Fundstelle von *Clypeaster Partschi, Cl. altus, Scutella Vindobonensis* etc., zahlreicher Muscheln und Schnecken, Treibholz mit Bohrwurmgängen, Coniferenzapfen in Abformungen usw.

1870. Th. Fuchs. Über ein neuartiges Vorkommen von Congerienschichten bei Gumpoldskirchen.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1870, XX, S. 128—130. Mit Profildarstellung: Eichkogel—Richardshof bis zum Baytal.
Steinbruch in feinkörnigem Konglomerat auf der Terrasse nahe dem Rande gegen das Baytal mit *Congeria* und *Melanopsis Martiniana* etc. Dieses fällt daher den Congerienschichten zu, welche somit zuhöchst auf die Tertiärterrasse hinaufreichen. Näher dem Rande dieser schönen Terrasse fand H. Wolf (schon 1860) in Spalten des „Dolomits" (es sind Lithodendronkalke) Steinkerne, welche später von D. Stur als Congerien erkannt worden sind.

1870. Th. Fuchs. Geologische Untersuchungen im Tertiärbecken von Wien.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1870, S. 250—254.
In einer Ziegelgrube bei Brunn *Congeria Partschi* und *C. triangularis* über *Congeria subglobosa* und *C. spathulata* (S. 252). Terrainbewegungen brachten bei Perchtoldsdorf mergelige Schichten des Leithakonglomerats über Diluvialschichten (S. 253).

1870. F. Karrer. Brunnen in der sarmatischen Stufe in Brunn am Walde bei Mödling.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XX, 1870, S. 137—139.
Wasserführung der sarmatischen Stufe.

1871. D. Stur. Geologie der Steiermark.
Graz 1871.
Enthält manche auf unser Gebiet bezügliche Stellen.
S. 217. Im großen Waldmühlesteinbruch am linken Ufer des Kaltenleutgebener Tales Muschelkalk, Brachiopoden und Entrochiten. Am rechten Ufer (oberhalb der Waldmühle) knotig höckerige Kalke und Tonmergel mit *Amm. Studeri, Spiriferina Mentzelii, Terebratula vulgaris, Rhynchonella cf. semiplecta, Entrochus cf. liliiformis* etc. („Reiflinger Kalk"), darüber Lunzer Sandstein.
S. 235. „Wengener Schiefer" in der Hinterbrühl.
S. 284. Opponitzer Kalk, Äquivalente im Dolomit des Zugbergsteinbruches mit Mergelzwischenlagen.
S. 385—387. Dachsteinkalk und Kössener Schichten bei Gumpoldskirchen. „Der fast gänzliche Mangel des Anningers an Aufschlüssen läßt

eine genaue Untersuchung der Beschaffenheit der Kössener Schichten nicht zu, auch nicht einmal die Schätzung der Mächtigkeit derselben. Dennoch dürften die Kössener Schichten des Anningers eine Mächtigkeit von 200—300 Fuß besitzen."

S. 388. Aufschluß der Kössener Schichten im Kaltenleutgebener Tale südlich vom Zugberge, hoch oben am Hange und bei einer Quellfassung. Auch Lithodendronkalk daselbst. Fossilienverzeichnis. Am Wege zu der Lokalität „im Öden Saugraben". (Gumpoldskirchen—Anninger, S. 396.)

1871. Fr. Toula. Beiträge zur Kenntnis des Randgebirges der Wiener Bucht bei Kalksburg und Rodaun.

Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXI, 1871, S. 437—450.

Aufschlüsse im Tale der reichen Liesing bei Kalksburg beim Jesuitengarten: Grestener Schichten: *Cardinia Listeri, Pecten aequalis, Ostrea rugata, Gryphaea arcuata* und *Amm. sp.* — Zone der *Avicula contorta* damit unmittelbar verbunden (7 Arten, keine Brachiopoden).

Aufschluß weiter oberhalb (stimmt mit jenem von Th. Fuchs [1868] irrtümlicherweise auf das linke Ufer verlegtem Aufschlusse überein). Neu war hier der Nachweis des Vorkommens von Mergeln mit *Bactryllium striolatum* (zuerst von Gouvers aufgefunden.) — Die Aufschlüsse im Kaltenleutgebener Tale (dürre Liesing). Zone der *Avicula contorta:* Bei der Quellfassung vor dem oberen Steinbruche (Klauslokalität „im Öden Saugraben"; dieser Name ist unrichtig aber gebräuchlich). 17 verschiedene Arten. Das Klausvorkommen mittlerer Dogger (Zone des *Ammonites fuscus*) ist auf eine wenig mächtige Schicht eines dunkelrot gefärbten, zum Teil groboolithischen Kalkes beschränkt, der zwischen dem oberen Rhät und den Jurahornsteinkalken mit Aptychen eingeklemmt erscheint.

Im Rhät viele Versteinerungen, 11 Arten, auch Brachiopoden. — Oberhalb des großen Steinbruches (am linken Ufer, gegenüber der Waldmühle) im Wienergraben auf alten Halden (man vgl. Lipold [1865]), Mergel mit *Corbis Mellingi, Plagiostoma, Pecten, Myophoria* („Raibler Schichten" = oberer Muschelkalk). Im Flösselgraben am Abhange des kleinen Flössel wurden auf einer alten Halde in dunklem Schieferton *Equisetum sp.* und *Pterophyllum longifolium* gefunden (Lunzer Sandstein).

1872. Fr. v. Hauer. Übersicht der Formations- und Zonennamen.

Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1872, XXII, S. 150 ff.

1873. A. Boué. Über die dolomitische Breccie der Alpen und besonders über die zu Gainfahrn in Niederösterreich.

Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1873, S. 316.

Zweierlei Breccien, jene des Hauptdolomits und eine hauptsächlich daraus entstandene des Leithakalkniveaus.

1873. C. W. Gümbel. Mikroskopische Untersuchung alpiner Triaskalke und Dolomite.

Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1873, S. 141—144.

Recoarokalk mit *Spirifer Mentzeli* vom großen Steinbruch bei der Waldmühle im Kaltenleutgebener Tale (S. 142). Zahlreiche Ostracoden, kleine Schnecken, Crinoidenstielglieder (*Dadocrinus gracilis* ähnlich).

Reiflinger Kalk mit *Amm. Studeri* vom Kaltenleutgebener Graben (S. 142). Eine wahre Lumachelle von kleinen Muschelschalen und Foraminiferen, einzelne große Ostracoden etc.

1873. F. Karrer. Ein geologisches Profil aus der Bucht von Berchtoldsdorf.

Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXIII, 1873, S. 117—132.

Hauptsächlich Brunnenprofile (117—129). Steinbrüche im Leithakonglomerat über dem dolomitischen Grundgebirge.

1873. D. Stur. Neogenpetrefakten aus dem neuen Steinbruche in Kalksburg.

Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1873, S. 91.

20 verschiedene Arten. Es ist offenbar der weiter abwärts gelegene Aufschluß gemeint.

Aus diesem Steinbruche stammen auch Fossilreste, welche von J. Wiesbaur besprochen worden sind.

Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1874, S. 157—165.

Von Pflanzenresten ein über 2 *m* langer Stamm mit *Teredo* („die Palme von Kalksburg" [!]), verschiedene Früchte. Von tierischen Resten verschiedene Zähne, Knochen und Schaltierreste.

1873. E. Suess. Die Erdbeben Niederösterreichs.
Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wiss. XXXIII, 1873.

1873. E. Tietze. Über ein neues Gipsvorkommen am Randgebirge des Wiener Beckens.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1873, S. 184—185.
Gipsvorkommen am Gießhübel an der Straße von Brunn nach Hochleiten. Löß, Gosausandstein, grüne Konglomerate, Kalk, Dolomit, Rauchwacke (Trias). In 10 Klafter Tiefe beginnt der Gips. Werfener Schiefer?

1875. R. Hoernes. Zur Leithakalkfrage.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1875, XXV, S. 7—17.
Behandelt besonders die Leithakalkvorkommnisse am Hange des Eichkogels gegen Möllersdorf. Zungenförmiges Hineinragen in den mediterranen Tegel.

1875. F. Neminar. Über die Entstehungsweise der Zellenkalke und verwandter Gebilde.
Tschermaks Mineralog. Mitteil. (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1875), S. 251—282.
Zellenkalk- („Rauchwacke"-)Bildungen von Kalksburg und Kaltenleutgeben (S. 252—266).

1875. Fr. Toula. Aufschlüsse in den Schichten mit *Congeria spathulata* und *Cardium plicatum* (sarmatische Stufe) am Westabhange des Eichkogels zwischen Mödling und Gumpoldskirchen.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1875, XXV, S. 1—7.

1876. G. Haberlandt. Über *Testudo praeceps,* die erste fossile Landschildkröte des Wiener Beckens.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXVI, 1876, S. 243—248 mit Taf.
Aus dem oberen alten Kalksburger Steinbruche im Leithakonglomerat. Eine hochgewölbte neue Art.
(Man vgl. auch Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1875, S. 288 und 289.)

1877. Th. Fuchs. Geologische Übersicht der jüngeren Tertiärbildungen des Wiener Beckens etc.
Führer zu den Exkursionen der Deutschen geol. Ges. Wien 1877, S. 89—120, mit ausführlicher Literaturzusammenstellung.
Man vgl. auch die Darstellung: Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1877, S. 653 ff.

1877. F. Karrer. Geologie der Kaiser Franz Josefs - Hochquellenwasserleitung.
Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. IX, 1877, 420 S., Fol., mit 20 Tafeln und Karten und vielen Tabellen. Ausführliches Literaturverzeichnis.
Das Randgebiet zwischen Gumpoldskirchen und Liesing behandeln die Kapitel XI—XIV, S. 230—307.
Am Randgebirge bei Gumpoldskirchen (S. 247) viele Rhätfossilien, Rhät und Jura (mit Belemniten) im Bay- und Buttergraben.
Am Maaberg (Frauenstein) marine Konglomerate. Maaberg und Jenyberg Dolomite und dolomitische Kalke des Rhät.
Mödlinger Mineralquelle (S. 271 u. 272) mit Analysen.
Der dolomitische Kalk am Hirschkogel bei Maria-Enzersdorf repräsentiert „eventuell Gutensteiner Schichten".
Alle beim Bau der Wasserleitung vorgenommenen Aufgrabungen wurden geologisch koloriert zur Darstellung gebracht.
(Man vgl. auch F. Karrer im: Führer für die Exkursionen der Deutschen geol. Ges. Wien 1877, S. 25—27.)

1879. F. Kunz. Eine Studie über Mauer bei Wien.
Jahrb. d. Österr. Touristenklubs 1879, S. 143. (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, S. 153.)
Fossile Knochen aus dem Winklerschen Steinbruch in Perchtoldsdorf und aus dem Sarmat zwischen Liesing und dem Rosenhügel.

1879. Fr. Toula. Kleine Beiträge zur Kenntnis des Randgebirges der Wiener Bucht.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1879, S. 275—280.
Fund von *Pecten cf. Margheritae v. Hauer* im Steinbruche oberhalb der Waldmühle. Am rechten Ufer des Zaintalgrabens, also etwas unterhalb des Kalksteinbruches, wird in mergeligen Schiefern das Vorkommen von Halobien

und Bactryllien nachgewiesen. Werden mit den Wengener Schichten der Hinterbrühl in nahe Verbindung gebracht, da auch hier die Lunzer Sandsteine darüber folgen. Das Vorkommen eines Kohlenschmitzchens in den Lunzer Sandsteinen der Hinterbrühl wird angeführt. Im oberen Teile von Kaltenleutgeben wird am rechten Ufer beim obersten Kalkofen das Auftreten von älteren untertriadischen mergeligen Kalken beschrieben. In dem Rhät oberhalb Kalksburg ist auch die echte schwäbische Fazies der Kössener Schichten nachgewiesen worden.

1882. Alex. Bittner. Die geologischen Verhältnisse von Hernstein in Niederösterreich und der weiteren Umgebung. Mit einer geologischen Karte und geologischen Profilen.
Wien 1882. 309 Seiten. Man vgl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1882, S. 319—322.
Die geologische Karte reicht bis Heiligenkreuz, Gaaden und den Richardshof und somit in unser Gebiet. Bietet die trefflichste allgemeine Orientierung über die Gliederung der mesozoischen Formationen der Nordostalpen.
S. 49. Der Brühl—Windischgarstner Zug des Werfener Schiefers.
S. 192. Rhät des Anningers.

1882. Fr. Toula. Kleine Exkursionsergebnisse.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1882, S. 191—198.
Das Vorkommen von Orbitolinenschichten in der Nähe von Wien (S. 194—196). Breccienkalk (Findlingsblock) am Waldesrande der großen Wiese oberhalb des Gasthofes „Zu den zwei Raben" in der Brühl mit *Orbitolina concava*. In den Breccienkalken südwestlich von Perchtoldsdorf gegen Hochleiten vergebens gesucht.
Hierlatzschichten am Nordostabhange des Anningers. Block mit 18 verschiedenen Formen südwestlich vom Richardshof (Brachiopoden; hauptsächlich *Rhynchonella*, *Spiriferina*, *Waldheimia*).

1884. V. Uhlig. Neue Einsendungen aus den Kalkalpen zwischen Mödling und Kaltenleutgeben.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1884, S. 346—349.
E. Ebenführers Funde vom Johannesstein bei Sparbach: Crinoidenkalke (Hierlatzkalke: *Belemnites*, *Terebratula*, *Waldheimia*, *Spiriferina*).
Rote ammonitenführende mergelige Neokomkalke neben Crinoidenkalken am Nackten Sattel oberhalb Gießhübel (*Lytoceras*, *Haploceras*, *Hoplites*, *Crioceras Quenstedti*, *Aptychus*). Rote Hornsteine. Aptychenkalke neben grauen muschelig brechenden Kalken gegen den Höllenstein zu. — Bei der Zementfabrik *Aptychus*, ähnlich *Aptychus Seranonis* oder *Apt. noricus*. — Beim Wassergesprenge gleichfalls Aptychen.

1884. M. Vacek. Über einen Unterkiefer von *Aceratherium cf. minutum Kaup.* aus den Congerienschichten von Brunn am Gebirge.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1884, S. 356—358.
Gefunden von E. Ebenführer (Lehrer in Gumpoldskirchen) im Karnerschen Steinbruche bei Brunn, „1 *km* von der Kirche", wo über dem Sarmat noch ein Rest von Congerienschichten aufliegt. (Eine genaue Profilangabe Ebenführers.) Stammt aus einem kleinkörnigen Konglomerat mit *Congeria triangularis* und *Melanopsis*.

1886. Fr. Toula. Mittelneokom am Nordabhange des großen Flösselberges bei Kaltenleutgeben. Vom Flösselgraben aus zu erreichen. Graue, schiefrige Fleckenmergel mit *Hoplites cryptoceras*, *H. neocomiensis*, *Crioceras Duvali*, *Olcostephanus Astierianus*, *Lytoceras*, *Baculina* und *Aptychus*.

1887. E. Kittl. Der geologische Bau der Umgebung von Wien.
Österr. Touristenzeitung 1887, Nr. 21, S. 241—246.
Diese Abhandlung brachte das anschauliche Bild der Meeresbedeckung des „Wiener Beckens". (Man vgl. das Ref. E. Tietzes [Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1887, S. 332].)

1890. Al. Bittner. Über die Brachiopoden der alpinen Trias.
Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. XIV, 325 S. mit 41 Taf.
Wichtiges Bestimmungswerk.

1890. E. Kittl. Über die miocänen Ablagerungen der Bucht von Gaaden.
Ann. des k. k. naturh. Hofmus. IV, 4, 1890, 3 S.
In dem von Obergaaden gegen Süden führenden Hohlwege hellgefärbte Sande und Mergel mit reicher Fossilienführung: *Dentalium Badense*, *Ancillaria glandiformis*, *Turritella Archimedis*, *T. turris*, *Trochus patulus*, *Natica millepunctata*, *Solenomya Doderleini*, *Venus*, *Arca*, *Cardita*, *Cytherea*, *Lucina*, *Pecten aduncus*, *Nucula Mayeri*, *Ostrea*, *Anomia*. Erinnert an die sublitoralen Ablagerungen des Wiener Beckens. An dem von Siegenfeld gegen Heiligenkreuz hinziehenden Waldrande typischer Leithakalk mit Lithothamnien und Amphisteginen, großen Austern und *Pecten*. In einer dünnen Mergelbank *Perna Soldanii*, *Pecten aduncus*, *P. Besseri*, *P. substriatus*, *Ostrea lamellosa*, Balanen. Auch *Ostrea crassissima*. Ähnlichkeit der Fauna mit jener der Horner Schichten.
Sicheren miocänen Süßwassertegel (Sturs Angabe) hat Kittl nicht gefunden. Die Tegel zwischen Obergaaden und Sittendorf scheinen ihm viel jünger zu sein. Die Breccien am Westfuße des Anningers „mögen postmiocän sein".

1893. Al. Bittner. Partnachschichten mit *Koninckina Leonhardi* im Tale von Kaltenleutgeben nächst Wien.
Verhandl. d. k. k geol. R.-A. 1893, S. 161—164.
In den Bactryllien-Halobienmergeln oberhalb der Waldmühle (F. Toula 1879, Bittner 1886). Über dem Reiflingerkalke. Vorkommen von *Turbo rectecostatus*, *Naticella* (?) *costata* und *Myacites* (?) *fassaënsis* am südlichen Übergange nach Weißenbach in gelblichgrauem, sandigglimmerigem Werfener Schiefer.

1894. F. Karrer. Geologische Studien in den tertiären und jüngeren Bildungen des Wiener Beckens.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1893, S. 377—381.
Der Bahneinschnitt der elektrischen Eisenbahn in Mödling vor der Station „Klausen". Tegel und Lithothamnienkalk in einer gebogenen und vielfach gebrochenen zungenförmigen Einlagerung, die gegen Osten auskeilt. Mehrere „Schnüre von Bergmilch" übereinander.

1894. D. Stur. Geologische Spezialkarte der Umgebung von Wien.
Wien 1894 (k. k. geol. R.-A.). 6 Blätter (Kol. XIV, XV, XVI, Zone 12, 13). 1:75.000. Mit Erklärungen. 59 S.
Mit den Sturschen Manuskript-Originalkarten (1:25.000) im Kartenarchiv der k. k. geol. R.-A. an vielen Punkten nicht vollkommen übereinstimmend.

1897. A. Bittner. Über die Auffindung der Fauna des Reichenhaller Kalkes im Gutensteiner Kalke bei Gutenstein.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, S. 201 und 202.
Erwähnt auch die Toulaschen Funde „der ärmlichen Reichenhaller Kalke", der Schichten mit *Natica Stanensis Pichler* am Liechtenstein bei Mödling.

1897. A. Bittner. Über das Vorkommen kretazischer Ablagerungen mit *Orbitolina concava Lam.* bei Lilienfeld in Niederösterreich.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, S. 216—219.
Beziehung zu dem von Toula in der Brühl gemachten Funde (1882). Gleichfalls in einer dolomitischen Breccie. Erwähnung des weiteren Vorkommens zwischen Alland und Groisbach im Schwechatgebiete.
In den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1899, S. 253—255 wird (S. 254—255) das Vorkommen von „Gosauorbitulitensandstein" nördlich von Sittendorf (Sturs geologische Karte 1894) behandelt. Die Einzeichnung Sturs sei irrig, dagegen fand Bittner nördlich davon am Feldwege anstehende Obitolinengesteine. Westlich davon Lithodendronkalk (Rhät). Auch östlich von der Wildegger Schluchtausmündung treten bunte Orbitolinengesteine auf.

1897. Al. Bittner. Über die stratigraphische Stellung des Lunzer Sandsteines in der Triasformation.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1897, S. 429—454.
Vergleichende Tabelle mit der Gliederung der Trias in den Nord- und Südalpen (S. 446 und 447). Aonschiefer und Lunzer Schichten = Lettenkeuper = Raibler Schichten, der hangende Ostreenkalk („Raibler Schichten") entspricht mit dem Opponitzer Kalke dem Gipskeuper.

1897. Franz Toula. Bemerkungen über den Lias der Umgebung von Wien.
Neues Jahrb. f. Min. etc. 1897, I, S. 216—218 (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, S. 197).
Vorkommen der *Planorbis*-Schichten bei Kalksburg in dem mehrfach erwähnten Aufschluß hinter dem Jesuitengarten. *Aegoceras* (*Psiloceras*) *Johnstoni* neben *Cardinia depressa* etc. Auch *Pentacrinus cf. psilonoti.*

1898. K. M. Paul. Der Wiener Wald.
Ein Beitrag zur Kenntnis der nordalpinen Flyschbildungen.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1898, S. 53—178 mit Karte (1:200.000) und 4 Tafeln.

1899. Th. Fuchs. Der Gießhübler Sandstein und die Flyschgrenze bei Wien.
Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss. CVIII, 1899, S. 612—616.
Die beim Wassergesprenge auftretenden mergeligen Sandsteine und Mergelkalke mit schiefrigen weichen Zwischenmitteln mit Fucoiden, Helminthoiden und Hieroglyphen müssen dem Flysch zugezählt werden und wahrscheinlich auch die ganze Masse des Gießhübler Sandsteines. Die Konglomerate würden die Strandkonglomerate des Flyschmeeres darstellen. Der Rand der Kalkalpenzone dürfte erst südlich davon liegen. Die Kalksteinzone Rodaun—Hainfeld stellt einen Klippenzug dar. Eine Klippe an der Straße von der Weißenbacher Kirche nach Gießhübel umhüllt von Konglomeraten und Breccien.

1900. A. Bittner. Die Grenze zwischen der Flyschzone und den Kalkalpen bei Wien.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, S. 51—58.
Kritik der Th. Fuchsschen Annahmen (1899). Die früher stets angenommene Flyschgrenze bleibt bestehen. Der äußerste Kalkalpenzug besitzt gar nichts Klippenartiges, er ist ein integrierender Teil der Kalkalpen.

1900. M. Vacek. Über einige Säugetierreste vom Eichkogel bei Mödling.
Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1900, S. 189—191.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1900, S. 169—186 mit 2 Taf.
Fundort auf der westlichen Seite des Eichkogels. Aus einem unreinen Tegel der Congerienstufe über Sarmat.
Mastodon Pentelici, *Dinotherium laevius*, *Aceratherium Goldfussi*, *Hipparion gracile*, *Hystrix primigenia*, *Helladotherium (?)*, *Tragoceras* (?).

1901. Al. Bittner (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1901, S. 153—168) hat darauf aufmerksam gemacht, daß die Transversalstörung von Lilienfeld, die sich in der Richtung auf Schwarzau fortsetzt, durch Gosauablagerungen maskiert und daß auch das Cenoman mit *Orbitolina concava* an diese Transversallinie gebunden sei. Die Taltiefe von Lilienfeld sei zwischen zwei parallelen Querbrüchen eingesenkt (Vergleich mit der östlichen Fortsetzung).

1901. A. Grund: Die Veränderungen der Topographie im Wienerwalde und Wiener Becken.
A. Pencks Geogr. Abhandl., VIII, 1, 1901, 240 S. mit 20 Textillustr.
Enthält (S. 7—37) eine Darstellung über „Bau und Oberflächenform“, hauptsächlich gestützt auf Darstellungen Bittners, doch werden auch Th. Fuchs, Geyer, Karrer, Stur, Suess und andere benutzt. Die Strandlinie des miocänen Meeres am Alpenrande „läßt sich heute noch in Höhen von 350 bis über 400 *m* nachweisen“.

1904. Fr. Toula. Über eine neue Krabbe (*Cancer Bittneri n. sp.*) aus dem miocänen Sandstein von Kalksburg bei Wien.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, S. 161—168.

1905. P. Steph. Richarz S. V. D. Die Neokombildungen bei Kaltenleutgeben.
Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. LIV, 1904, 3. Heft (1905), S. 343—358 mit Kartenskizze im Texte (S. 355) und 1 Taf.
Fossilien aus dem Steinbruche I. am Großen Flössel, II. von der Waldmühle. Auch die Aufsammlungen von F. Toula (Samml. d. k. k. techn. Hochschule Wien) und von E. Kittl (k. k. naturh. Hofmuseum Wien, geol.-paläont. Abtlg.) standen zur Verfügung.
I. *Phylloceras Thetys d'Orb.*, *Lytoceras subfimbriatum d'Orb.*, *Schloenbachia Kittli n. sp.*, *Holcostephanus* (*Astieria*) *Astieri d'Orb.*, *H.* (*Ast.*) *Sayni Kil.*, *H. Jeannoti d'Orb.*, *H. incertus d'Orb.*, *Hoplites neocomiensis d'Orb.*, *Hopl. angulicostatus d'Orb.*, *Crioceras Quenstedti Ooster*, *Crioc. Duvalii Lév.*, *Cr. cf. Kiliani Simionescu*, *Aptychus Didayi Coq.*, *Apt. Seranonis Coq.*, *Belem-*

nites sp., *Rhynchonella sp.*, *Pycnodus Couloni Ag.* — *Hopl. neocomiensis* ist eine Valangform, *Holcost. Jeannoti* ist aus der Grenzregion von Valang und Hauterive bekannt. Alle übrigen Formen sprechen für die Hauterivestufe oder sind indifferent. *Hopl. neocomiensis* ist nur nach „schlecht erhaltenem Material" beiläufig bestimmt (S. 346). Auch *Holcost. Jeannoti* zeigt „einzelne bedeutende Unterschiede" (S. 345).

II. *Phylloceras infundibulum d'Orb.*, *Lytoceras subfimbriatum d'Orb.*, *Hopl. angulicostatus d'Orb.*, *Crioceras Emmerici Lév.*, *Cr.* (*Ancyloceras*) *Tabarelli Ast.* und *Desmoceras cf. cassidoides Uhl.*, *Belemnites* (*Duvalia*). Vier Arten sind aus der Barrêmestufe bekannt. In der ersten Fauna fehlt *Hoplites cryptoceras* meiner ersten Funde (1886 nach Uhligs Bestimmung „in mehreren gut bestimmbaren Exemplaren"). Auch ein großes Exemplar aus der Gruppe des *Lytoceras subfimbriatum* fand sich unter meinen Fundstücken vom Steinbruche am Großen Flössel. — Die Darstellung der Lagerungsverhältnisse (Profil S. 353) ist vielfach hypothetisch. Auch die Karte zeigt, daß der Autor das Gebiet etwas zu wenig begangen hat, er hätte sonst die östliche Fortsetzung am Nordhange des Bierhäuselberges gefunden. Eine zusammenhängende Zone von Hierlatzkalken, wie sie der Autor auf seiner Karte darstellt, ist nicht nachgewiesen; da stimmt der Text „fast ununterbrochen" (S. 354) schon etwas besser. Auch für die Kössener Schichten ist ein „lückenloser Zug" noch nicht nachgewiesen, wie schon ein Blick auf des Autors Karte erkennen läßt. Das Hinweggehen des Neokom „über Lunzer Sandstein und Reiflinger Kalk" bei der Waldmühle ist gleichfalls eine bloße Annahme. Daß von der Ruine Kammerstein „weiter" nur noch Tithon zu finden sei, desgleichen. Auf das Vorkommen des Neokom auf der linken Talseite habe ich im Gespräche den Herrn Autor aufmerksam gemacht, dem es zur Zeit der Besprechung noch nicht bekannt war. Auf die Spekulationen, ob „Grabenversenkung", ob „Transgression" anzunehmen sei (für die letztere Annahme glaubt der Autor vollständig zuverlässige Beweise anführen zu können), jetzt schon einzugehen, scheint mir verfrüht. Die Kartenskizze läßt zu viel zu wünschen übrig. Den Hauptbeweis, eine Klippe von Kössener Schichten im Neokom, auf der Linie: Kleiner Flössel (491 *m*)—Kammerstein (1·5 *km*) hat der Autor in die Skizze einzuzeichnen vergessen. Wie gerade diese Klippe zeigen soll, „daß die Trias auch unter dem Neokom regelmäßig fortstreicht", ist unerfindlich. Daß das Neokom nicht in der Luft hängen kann, sondern auf älterem Gebirge aufliegen wird, ist ja auch ohne diese Klippe klar.

Die Phantasie des Autors ist eine etwas zu rege, er sieht förmlich alle Phasen. Man kann sich sehr verschiedene Arten des Vorganges denken, aber niederschreiben sollte man es doch erst, wenn man ausreichende Erkenntnisse zur Verfügung hat. Von Antiklinalen zum Beispiel soll man wohl erst sprechen, wenn man ihr Vorhandensein nachgewiesen hat.

1905. H. Hassinger. Geomorphologische Studien aus dem inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge.

A. Pencks Geogr. Abhandl., VIII, 3, 1905, 205 S. mit 11 Textillustr. und 1 Taf.

Die Strand- und Uferlinien an den Rändern der Wiener Bucht.

Viele Literaturangaben. Das inneralpine Wiener Becken (S. 74—193). Angaben über vermutete frühere Bachläufe quer über die Kammlinien; zum Beispiel (S. 115) jene über eine Einmündung des Kaltenleutgebener Baches in die Reiche Liesing bei Kalksburg erscheint recht fraglich. Wenn es (S. 124) heißt, „zwischen dem Kirchberg (Kalenderberg) und dem Hundskogel . . . sind die Gosauschichten fast ganz ausgeräumt und der Werfener Schiefer tritt zutage", so dürfte zum Teil wenigstens ein Mißverständnis vorliegen, da hier, im östlichen Teile, kaum jemals Gosaubildungen sich befunden haben. Die Brühler Linie wird als „vorkretazisch bezeichnet; es ist dies einer der kühnen Aussprüche, an welchen die große Arbeit reich sein dürfte, wie eine flüchtige Durchsicht vermuten läßt. Die Klause wird (S. 128) als ein „Anzapfungsdurchbruch" bezeichnet; „anders würde sich die Talklamm . . . kaum erklären lassen". (S. 146 wird dies als Erkenntnis ausgesprochen.) Bedauerlich ist auf jeden Fall der Abgang kartographischer Beilagen und die zehnfach überhöhte Darstellung der Profile.

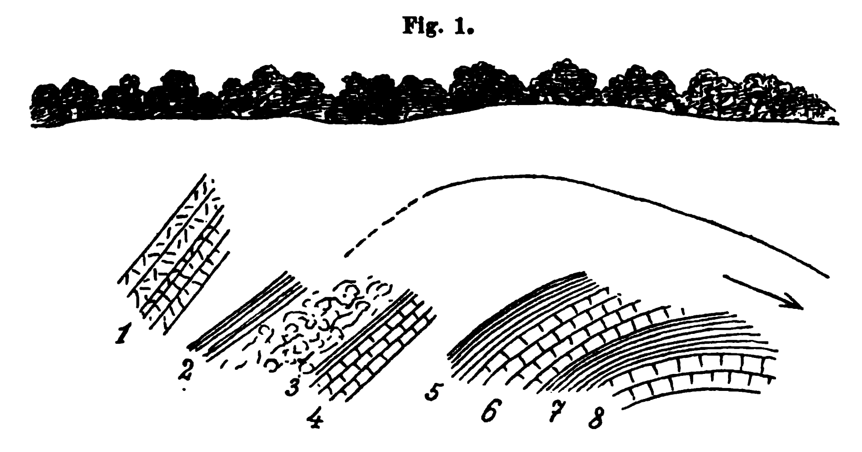
II. Schilderung der Beobachtungen.

1. Das Talgebiet der reichen Liesing.

Die Kalke oberhalb des Gütenbachgrabens sind von einer geringen Breite. Wenn man gegenüber der Badeanstalt von Kalksburg den Graben auf der linken Talseite hinangeht, so kommt man gleich oberhalb des Teiches auf die Fleckenmergel und auf Mergelkalke der Flyschzone von teils heller, teils dunkler Färbung.

Die Anhöhe (Kote 344) besteht aus rötlichgrauem und dunkelgrauem, weißaderigem Kalk. Ein wirklich als Hauptdolomit anzusprechendes Gestein konnte ich hier nicht finden, derselbe tritt erst im Gütenbachtale auf, besonders oberhalb des alten Kalksburger Friedhofes auf der linken Talseite, wo er in einem größeren Steinbruche aufgeschlossen ist.

Fig. 1.



Aufschluss hinter dem Bauerschen Gasthause in Kalksburg.

Das Gestein des unteren Steinbruches ist gleichfalls stark dolomitisch. Die Kössener Schichten treten nur am unteren Ende des Berghanges an der Straßenecke hinter dem ersten Hause auf, wo ich vor allem *Anomia alpina* häufig in den dunklen, mergeligen Kalken fand, die zwischen Schiefern liegen, welche an die Bactryllienmergel der rechten Talseite erinnern, aber überaus stark druckschiefrig ausgebildet sind. Auch *Avivula contorta* wurde gesammelt.

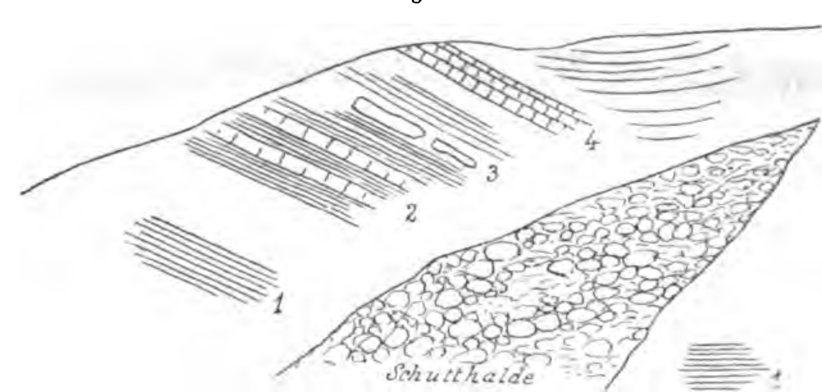
Ein hübscher Aufschluß in den Kalken dieser Scholle findet sich hinter dem neuen Saalbau des Bauerschen Wirtshauses neben der Kalksburger Kirche.

Die Gesteine daselbst bilden eine Art von Gewölbe (Fig. 1), welches wohl auf Terrainverschiebung zurückzuführen sein dürfte. Im westlichen Teile treten kurzklüftige Dolomite (1) auf. Darunter liegen rote und gelblich gefärbte Mergel (2) und schwarze Kalke (4), welche weiterhin (6, 8) mit derartigen Mergeln (5, 7) mehrfach wechsellagern.

Irgendwie deutbare Fossilien konnte ich nicht finden. Man könnte dabei an übergekippte Rhätbildungen denken, ähnlich jenen am Ausgange des Gütenbachtales — wo sie gleichfalls unter die dolomitischen Kalke und Dolomite einfallen —, um so mehr, als man sicheres Rhät (Kössener Schichten) nahebei mit Fossilien antrifft.

An dem Wege, der oberhalb der Kirche zum Friedhof führt, liegen zwei größere Aufschlüsse. Der erste aufgelassene zeigt an seiner westlichen Seite eine recht deutliche Schichtfolge (Fig. 2). Mergelige Gesteine (1) spielen in dünnplattiger Ausbildung eine Hauptrolle und treten auch zu unterst im mittleren Teile des Steinbruches hervor. Sie erinnern an die Bactryllienmergel auf der rechten Talseite der reichen Liesing. Fossilien konnte ich darin, außer an Fucoiden erinnernden Dingen, nicht finden. Im oberen Teile (2) treten zwischen den Mergeln graue, weißaderige Kalke auf, mit spärlichen aber sicheren Kössener Fossilien, welche in den hangenden, wohlgebankten Kalken (4)

Fig. 2.



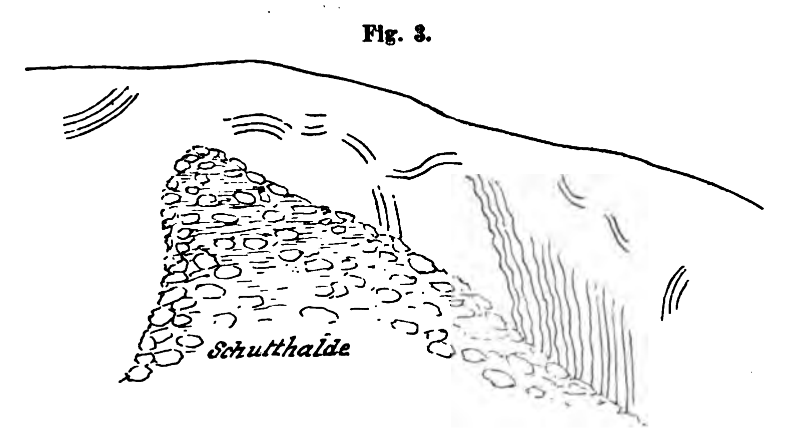
Alter Steinbruch oberhalb der Kirche von Kalksburg.

etwas häufiger werden. Die Schichten streichen W—O und verflächen mit 45° gegen S. 3. zerbrochene Bänke von dolomitischem Kalk.

In dem nächsten Steinbruche treten an der Ostseite (Fig. 3) dünnplattige, W—O streichende und steil (75°) nach S einfallende, zum Teile gefältelte dunkelgraue Kalke auf mit dünnen Mergelschieferzwischenlagen. Sie erinnern wohl petrographisch einigermaßen an die Muschelkalkbänke in dem alten Schotterbruche oberhalb der Waldmühle, werden aber wohl als Rhät-Liasbänke aufzufassen sein. Die Kalke enden oberhalb des Kreuzes vor dem neuen Friedhofe und beginnen hier die grobkörnigen, wohlgeschichteten marinen Strandkonglomerate. Ich möchte diese Bildungen für eine östliche Fortsetzung der am rechten Ufer der Liesing auftretenden Rhätkalke und Bactryllienmergel halten; erst glückliche Funde können Überzeugung bringen, ob nicht auch jüngere Bildungen anstehend in dieser recht klompliziert gebauten, beziehungsweise mehrfach gestörten Scholle auftreten. Petrographisch sind die Mergelschiefer, auch jene in Fig. 1 (2, 5, 7), noch ähnlicher

jenen, welche „beim Jesuitengarten“ anstehen und durch das Vorkommen von Cardinien und von *Ammonites Johnstoni* als unterster Lias bestimmt werden konnten (1897). Wenn sich dies hier gleichfalls nachweisen ließe, so wäre in dem aufgelassenen Steinbruche eine Überkippung der ganzen Scholle anzunehmen[1]).

Fig. 3.



Ostseite des im Abbau befindlichen Steinbruches oberhalb der Kirche von Kalksburg.

2. Das Talgebiet der dürren Liesing.

In dem ersten untersten Steinbruche auf der linken Talseite, am Zugberge, streichen die splittrig brechenden, dolomitischen Kalke der Wand von W—O und verflächen steil nach Süd. Vereinzelt treten mergelige Bänke auf. Im Hangenden lagern gegen das Tal dunkelgraue dichte Kalke und lichtgraue, etwas dolomitische, weißaderige Kalke, die vielleicht schon dem Dachsteinkalkhorizont der rechten Talseite entsprechen könnten.

Unten, wo an der neuen Fahrstraße über den Sonnberg zu den Parapluibergen und weiter gegen Westen der Fußweg durch den öden Saugraben abzweigt, fand Herr Pauly *Aptychus punctatus*, was auf ein tithones Alter der betreffenden Mergelkalke hinweisen würde,

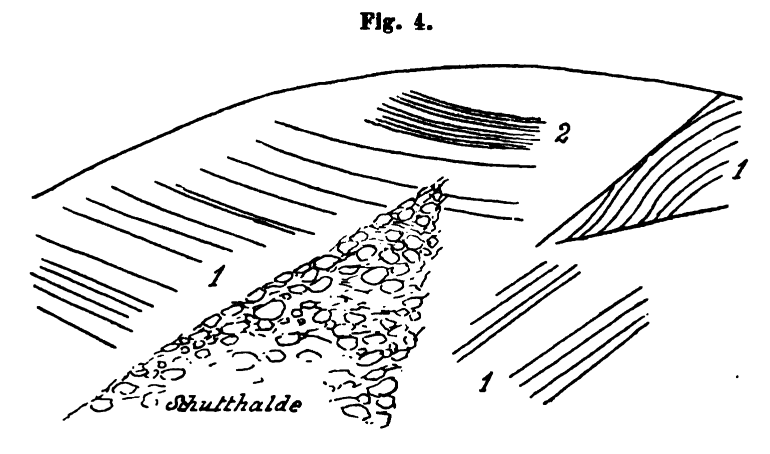
---

[1]) Erst nachdem ich meine hier recht dürftigen Wahrnehmungen in Druck gegeben hatte, erfuhr ich von Herrn Kustos E. Kittl, daß er tatsächlich Cardinien in diesen Mergeln aufgefunden hat, und auch Herr A. Pauly, einer unserer Schüler, hat solche gesammelt, und zwar sowohl in den erwähnten Steinbrüchen, als auch hinter dem Bauerschen Gasthause. Ich überzeugte mich bei einem jüngst vorgenommenen Besuche dieser Lokalitäten von dem Vorkommen von Cardinien und Bactryllien. Letztere neben recht häufigen Stücken von *Plicatula intusstriata Emmr.* Petrographisch sind die Cardinien- und Bactryllienmergel nicht zu unterscheiden. Im Bauerschen Aufschlusse gelang es mir, an der Ostseite, in einem möglicherweise aus Schichte 6 oder 8 stammenden Bruchstücke ein ansehnliches Stück von *Psiloceras Johnstoni Sow.* aufzufinden. Mein lieber Freund und Kollege Prof. Dr. Wähner hat meine Annahme bestätigt. Über diese Funde werde ich in einer späteren Mitteilung ausführlicher berichten. Rhät und unterster Lias stehen zweifellos in diesen Aufschlüssen in innigem Verbande.

welche sich auch petrographisch etwas von den Zementmergeln mit *Aptychus Seranonis* unterscheiden, wie es ja kaum zu bezweifeln ist, daß in den Aptychenzonen des ganzen Gebietes neben, beziehungsweise unterhalb der typischen Neokommergel auch tithonische Bildungen hie und da auftreten könnten, welche teilweise durch die Hornsteinmergelkalke vertreten sein dürften (man vgl. Paul 1859).

Die Gesteine am Eingange in den öden Saugraben erinnern etwas an jene im oberen Teile von Kaltenleutgeben (Dr. Emmels Park) auf der rechten und im oberen Teile des Wienergrabens, auf der linken Talseite, auftretenden Gesteine. Die Aufschlüsse an dieser Stelle sind lange bekannt und liefern bei jedem Besuche lamellose und punktierte Aptychen, auch Formen der Gruppe des *Aptychus laevis*; spärlich

Fig. 4.



Alter Steinbruch gegenüber (unterhalb) der Bergmühle. (Dürre Liesing, r. U.)

1. Dolomitische Kalke. — 2. Kössener Schichten (schwäbische Fazies).

sind dagegen die Funde von Belemniten in schlechter Erhaltung. Die Sonnbergdolomite und Zellendolomite bilden hier das Liegende der Aptychenmergel.

In dem alten Steinbruche am rechten Ufer des Kaltenleutgebener Baches, unterhalb der Brücke über den Bach (gegenüber der Bergmühle), zunächst dem großen im Abbau befindlichen Steinbruche streichen Kalkbänke hora 7, also W—O, und verflächen gegen S.

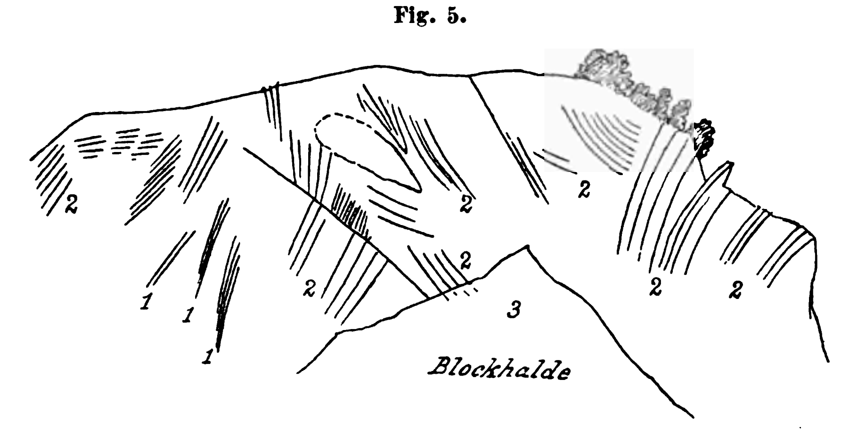
Dieselben sind als dolomitische Kalke des Dachsteinkalkhorizonts aufzufassen, über welchen Kössener Schichten lagern. Die letzteren sind als graue, weißaderige, sandigkörnige Kalke entwickelt und bankweise überaus reich an Fossilien. Ich sammelte hier: *Anomia alpina Winkl.*, *Pecten cf. bavaricus Winkl.* (eine radial gestreifte Form, auch ein sehr großes Individuum mit zarter Anwachsstreifung), *Gervillia praecursor Quenst.*, *Gervillia sp.*, *Leda alpina Winkl.*, *Mytilus cf. minutus Goldf.*, *Schizodus cloacinus Quenst.*, *Cardita austriaca v. H.*

Einzelne von den Platten der Hangendkalke sind auf den Schichtflächen mit den Fossilien dicht bedeckt (Fig. 4).

In dem östlich darangrenzenden zweiten alten Aufschlusse (Fig. 5) treten auch sandigschiefrige Einlagerungen auf (1). Herrschend sind dolomitische Kalke (2). Auf der Schutt-Blockhalde finden sich gleichfalls Blöcke der Kössener Schichten (schwäbische Fazies), und zwar in Menge vor. Sie stammen von höher gelegenen Stellen des Hanges her. Hier sammelte ich bei meinem letzten Besuche: *Anomia alpina Winkl.*, *Mytilus minutus Gldf.*, *Gervillia cf. praecursor Quenst.*, *Pinna* (Schalenbruchstücke), *Cardita austriaca v. H.*, *Pleuromya*-artige Schalen. Auch eine auffallend große *Ganoid*-Schuppe, ähnlich der von Quenstedt (Jura, Taf. II, Fig. 62) als *Lepidotus* abgebildeten Form.

Am Hange oberhalb des geschilderten alten Steinbruches liegt ein kleiner längst aufgelassener Aufschluß, hinter und oberhalb des Rebschulgartens, an dessen Brustwand, steil gegen Nord fallend, licht rötlichgraue Kalke und rötliche Kalke mit Eisenoxydoolith anstehen, in welchem sich hin und wieder kleine Belemniten finden. Es sind

Fig. 5.



Alter Steinbruch am r. Liesingufer unterhalb der Bergmühle.

Juraschichten, wahrscheinlich dem mittleren Dogger angehörig, welche sonach hier wie an dem bekannten Klausschichtenfundorte, weiter im Westen, am Nordhange des Bierhäuselberges, gleichfalls hinter den Kössener Schichten auftreten. Zwei unter rechten Winkeln sich kreuzende Absonderungsflächen durchsetzen das Gestein.

In dem bekannten Aufschlusse am Bierhäuselberg, gleich oberhalb Rodaun, reichen die Dolomite und Brecciendolomite an der neuen Straße bis an den Eingang des „Öden Saugrabens" und schiebt sich eine Dolomitscholle auch zwischen die Aptychenmergel der östlichen Seite des Aufschlusses hinein. Das Streichen der wohlgeschichteten Dolomite an der westlichen Seite ist nach hora 8 (gegen OSO), das Verflächen gegen Süd gerichtet.

Oberhalb des bekannten, von mir genau beschriebenen alten Steinbruches am Nordhange des Bierhäuselberges (nach dem Einstiege aus dem „Öden Saugraben" bezeichnet — Jahrb. 1871) wurde in letzter Zeit am Hange, bis zu dem oberen Promenadewege,

etwa 40 *m* über dem Steinbruche und längs dieses Weges, vielfach geschürft und allenthalben wurden Kalkmergel angetroffen, in welchen man Aptychen findet, und zwar Formen, die als *Aptychus Seranonis* angesprochen werden können. Sie halten gegen Westen an, bis an den steilhangigen Graben, welcher sich weiter unten mit dem vom Kammerstein herabkommenden vereinigt.

Hier, an einer förmlichen Kante des Bierhäuselberges, stehen graue körnige, weißaderige Kalke an, welche NNW—SSO streichen und mit 35° gegen O, also gegen den Bierhäuselberg verflächen und einen Felsgrat bilden, der sich gegen die Spitze des Berges hinauf fortsetzt. (Ein verschobenes Gebirgstrum.) Sie enthalten bankweise eine Unmasse von Bivalven, so daß sie eine förmliche Lumachelle bilden. Leider ließ sich nicht viel Deutliches herausbringen, doch erhielt ich eine glatte Pectenschale, bei der man an *Pecten filosus* erinnert wird. Auch eine *Modiola* ist häufiger, bei der man an *Modiola Paronai Bittn.* von Ceratello in der Lombardei erinnert wird (Lamellibr. St. Cassian, Taf. V, Fig. 14). Ich möchte aber doch annehmen, daß man es dabei mit Kössener Gesteinen zu tun habe. Darüber treten lichtrötlichgraue, mergelige Kalke auf (Kössener Schichten?), welche ONO—WSW streichen, förmlich auf dem Kopfe stehen oder steil gegen Süd einfallen.

Etwa 25 *m* höher bilden helle, mergelige Kalke einen größeren Fels, worauf dann dolomitische Kalke und Dolomite herrschend werden, bis zur Spitze hinauf, wo ein grauer, feinkörniger Dolomit ansteht, der N—S streicht und steil nach O einfällt.

Die Ruine Kammerstein liegt auf Dolomit und Brecciendolomit. Am Kamme, der von der Ruine nach Süden zieht (grünmarkierter Weg), halten die dolomitischen Gesteine eine Strecke weit, bis 30 *m* über Kammerstein, an. Dann folgen graue, weißaderige Kalke, hie und da mit Spuren von Fossilien, die wohl dem Dachsteinkalkhorizont angehören dürften. Weiterhin treten NO streichende (hora 3—4) und nach Süd einfallende Mergelkalke auf (Tithon oder Neokom).

Im weiteren Verlaufe des Weges kommt man, bereits am Kalten Waidberg, auf eine ebene, wiesige Fläche, welche an den Rändern von Felsköpfen begrenzt wird. An der Südwestecke stehen rötliche Kalke an, die dem Jura (Dogger) entsprechen dürften, an welche gegen den Kröpfgraben die Neokommergel angrenzen. Gegen NW erheben sich mauerartig aufragende Kalkbänke aus dunkelgrauen, sehr feinkörnigen bis dichten Kalken, mit weißen Spatadern, welche viele undeutliche Fossilien enthalten. Auch graue, kurzklüftige Kalke mit Crinoiden finden sich. Die Bänke streichen hora 5—6 (ONO) und verflächen mit 80° gegen Süd, während die Jurakalke hora 8—9 (OSO) streichen und gegen NO einfallen. Auf der Höhe der Kuppe, genau westlich von der Höhe des Bierhäuselberges, stehen hellgraue Dolomite (Hauptdolomit) an.

Im Kröpfgraben treten zunächst die lichten Mergelkalke auf mit gelblichen mergeligen Schichtflächen. Eine kleine Kuppe auf der Südseite besteht aus grauen dolomitischen Kalken, an welche nach abwärts wieder die Mergelkalke angrenzen. Streichen hora 7 (O—W)

mit südlichem Verflächen. Dann folgen etwa 20 *m* tiefer die Dolomite, welche bis zur Perchtoldsdorfer Waldstraße anhalten, bis weit hinab zu dem großen Steinbruche mit den tiefen Ausgrabungen an den wüsten Hängen. In Grus zerfallende Dolomite und Dolomitbreccien werden hier seit langem ausgebeutet. Aber auch in einer weiter abwärts auf der linken Seite des Grabens befindlichen Grube stehen noch die dolomitischen Gesteine an, welche bis an die obersten Häuser von Perchtoldsdorf anhalten, wo sie noch in der Sonnbergstraße an der rechten Seite aufgeschlossen sind.

In dem Graben, der auf der rechten Talseite unterhalb des großen Waldmühlbruches ausmündet, und zwar unterhalb des „Hochgrabens", und zum Vorderen Föhrenberg hinanführt, trifft man zu unterst dunkle, weißaderige Kalke vom Aussehen jener des unteren Muschelkalkes, die auch die Kuppe auf der linken Grabenseite zusammensetzen. Auch Zellenkalke.

Etwa 35 *m* höher stellen sich (immer am linken Hange) typische Neokommergel ein, während auf der anderen Seite noch graue, etwas dolomitische Kalke vorkommen. Das Neokom hält auf der linken Grabenseite weit hinauf an, doch dürften auf der Höhe dieses Hanges noch graue Kalke anstehen. Nach oben zu werden die Neokomfindlinge seltener und herrschen bald Dolomitgerölle und große Hauptdolomitblöcke vor, welche von der obersten Kammhöhe (Vorderer Föhrenberg—Parapluiberg) herabkommen.

An einer Stelle konnte auch der Nachweis des Vorkommens von sicheren Rhätschichten in diesem Graben erbracht werden, da sich Stücke fanden einerseits mit Fischschuppen (rhombisch mit Schmelzfalten) von *Gyrolepis*, anderseits wahre Muschelkalklagen mit zahlreichen kleinen Bivalven (*Modiola sp. ind.*, *Avicula concorta, Cardita spec.*). Der Fund stammt von einer Stelle etwa 50 *m* über der Bahnlinie. Hier wurde gleich daneben auch Neokommergel mit einem trefflichen Exemplar von *Crioceras* aufgefunden, so daß auch hier das Neokom unmittelbar an das Rhät grenzen dürfte wie im Flösselgraben am kleinen Flösselberg.

Auch in 150 *m* Höhe wurden noch Neokomplatten angetroffen, welche nahe an dem zum Vorderen Föhrenberg führenden Wege (gelbe Markierung), und zwar zu Anfang desselben anstehen und bis zirka 170 *m* über der Bahn anhalten dürften. Stücke, welche auf das Vorkommen von Jura in diesem Graben deuten würden — ich folgte dem Hauptgrabenzuge fast genau südwärts —, habe ich nicht finden können, dagegen stehen, wie schon erwähnt wurde, Jurakalke von roter Färbung neben grauen Kalken auf dem parkähnlichen flachen und breiten Kamme an, der zum Bierhäuselberg hinüberführt („Kalter Waidberg"). Der letzte steile Anstieg zum Vorderen Föhrenberg besteht aus typischem Hauptdolomit, mit den damit verbundenen Dolomitbreccien. An einer Stelle unterhalb der Spitze des Parapluiberges bei den künstlichen Höhlen scheinen die Dolomitbänke in schwebender Lagerung anzustehen.

An der Straße, welche in der Einsattelung zwischen Parapluiberg und dem Vorderen Föhrenberg verläuft, stehen (bei der Höhenkote 479) zweifellose Gosaukonglomerate an, dort, wo der rot markierte Weg

zur Josefswarte (575 *m*) abzweigt. Da der Abhang des Hinteren Föhrenberges wieder aus Dolomit besteht, liegt sonach die Gosau hier nur in der Hochmulde.

Das Zaintal ist im oberen Teile in Dolomit eingeschnitten. Derselbe hält weit hinab an. Auf der rechten Talseite etwas oberhalb der „Quelle" stehen rote körnige Liaskalke an, echte Crinoidenkalke mit Crinoiden, *Cidaris*-Stacheln, vielen Terebrateln und Rhynchonellen, so daß eine gewisse Übereinstimmung mit den Verhältnissen im Flösselgraben besteht, wo dieselben roten Lias- („Crinoiden"-) kalke die neokomen Zementmergel flankieren.

Das Planum des Zementmergelsteinbruches im Zaintale liegt etwa 23 *m* über der Quelle. Das Streichen der Zementmergel im Steinbruche, und zwar in einem Versuchsgraben mitten im Planum, ließ sich bestimmen mit N 30° O, mit westlichem Verflächen (60°); an den Steinbruchwänden erkennt man übrigens sehr deutlich die weitgehenden Störungen und Verdrückungen des Gesteines. —

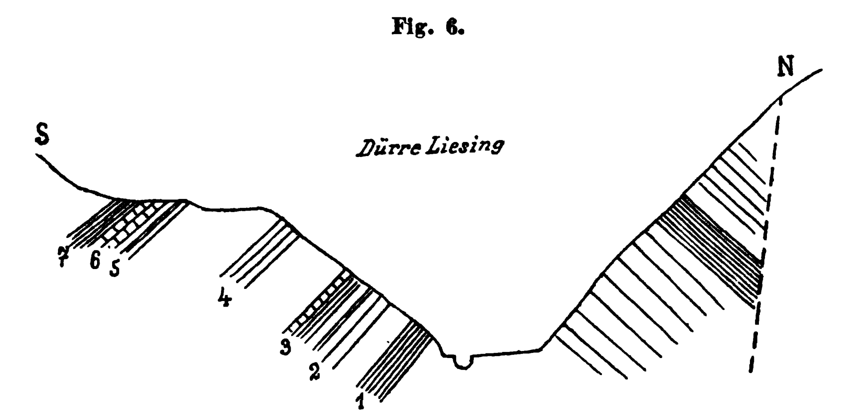
Auch auf der linken Talseite des Kaltenleutgebener Tales wurden unterhalb des großen Waldmühlbruches, gegenüber dem Ausgange des in vorstehendem geschilderten Grabens, unweit der Ausmündung des Kälberhaltgrabens vor einiger Zeit gleich oberhalb der Straße einige Versuchsgruben aufgemacht, welche neuerlichst etwas weiter aufwärts am Hange in vermehrter Anzahl eröffnet worden sind. Sie wurden beiläufig 1·5 *m* tief gegraben und haben durchweg gelbliche plattige Mergel, ganz von dem Aussehen der am Flösselberg oder der im Zaintal, aufgeschlossen. Es ist zumeist nur bröckeliges Schuttmaterial. Fossilreste: Belemniten, Aptychen, darunter solche von sicher neokomen Typus, finden sich nicht eben häufig, auch an Baculiten erinnernde gerade gestreckte Formen, sowie Ammoniten, und zwar sowohl glatte als auch gerippte Stücke sind gefunden worden. Von dieser Stelle liegen mir zum Beispiel vor: *Aptychus Didayi* und *Aptychus angulicostatus*. Einer der Belemniten hat einen abgerundet rechteckigen Querschnitt mit einer leichten Furche auf einer der Schmalseiten, so daß er wohl in die Gruppe des *Belemnites latus* zu stellen sein dürfte. Es kann sonach keinem Zweifel unterliegen, daß man es mit echtem Neokom zu tun habe. Das Auftreten ist auffallend genug und einigermaßen schwierig zu deuten. Da es der Ausmündung des geschilderten Grabens gegenüberliegt, habe ich zuerst — wie ich gestehe — an einen alten Bergschlipf gedacht, von dem etwa auch in jenem Graben selbst Massen zurückgeblieben sein könnten, was die auffallend weite Erstreckung der Neokomfunde in diesem Graben erklären würde, wo sie viel weiter oben anstehen.

In dem jetzt aufgelassenen wohlbekannten Steinbruche (Schotterbruche) oberhalb der Waldmühle folgen über dem dünnbankigen Muschelkalke (Fig. 6, 1—4) mit Brachiopoden (Terebrateln, Rhynchonellen und Spiriferen) dünnplattig schiefrige Mergel mit Mergelknauern (5 und 7). Fossilien sind darin selten, doch konnten in eingelagerten Kalklinsen im Hangenden *Pecten cf. Margheritae v. H.* und in dem östlichen Teile des Aufschlusses östlich vom Zaintalgraben Halobien und Bactryllien nachgewiesen werden (Toula 1882). A. Bittner fand (1893) in denselben Schichten die für die Partnachschichten

bezeichnende *Koninckina Leonhardi.* Darüber folgen dann die Lunzer Sandsteine, Opponitzer Kalk und Hauptdolomit. Der ganze Schichtenkomplex ist steil aufgerichtet und fällt gegen Süd ein.

In einem meiner alten Notizbücher (1879) finde ich die beistehende Profildarstellung (Fig. 6) über die Verhältnisse bei der Waldmühle. Auf der Nordseite war die westliche Kalkmasse noch vorhanden, die heute bis auf wenige, als Strebepfeiler übriggelassene Partien abgebaut ist, bis an eine alte Bruchfläche, an der die Kalkscholle des Muschelkalkes an die dahinter auftretenden, zum Teil aufgelösten Gesteinsschuttmassen angepreßt wurde. Auch am rechten Ufer waren damals die Kalke der unteren Trias noch recht wohlerhalten (1—4). Die Hangendbank von 3 war damals besonders reich an den wohlbekannten Muschelkalkfossilien: *Terebratula vulgaris*, *Rhynchonella decurtata* und *Spiriferina Mentzeli* und andere. In den mergeligschiefrigen dunkelfarbigen Lagen 5 und 7 finde ich das Vorkommen

Fig. 6.



Profil durch die Steinbrüche bei der Waldmühle (1879).

von Halobien und Bactryllien angemerkt. Über diese Verhältnisse vergleiche man meine Angaben in den Verhandlungen vom Jahre 1879 (pag. 275—280). —

Oberhalb der Wolfsmühle, am linken Ufer gegenüber der Zementfabrik, an einer weiter oben im Haupttale gelegenen Stelle, treten zu unterst Kalkbänke (Muschelkalk) und darüber steil aufgerichtete Mergelbänke auf, die undeutliche Cardien des oberen Muschelkalkhorizonts aufweisen. —

An der Hochstraße (der Straße vom Großen Sattel nach Rodaun) tritt, rechts beim Steinmandl („Ellablick" und „Waldandacht"), der Hauptdolomit, nahe an der Straße, mit einem petrographischen Aussehen ganz wie beim Predigerstuhl auf, in der Form von Dolomitbreccien, Felszacken bildend. Gleich darauf erreicht die Straße den Dolomit der „Josefswarte".

Auch der Einstieg in den Graben zur „Fischerwiese" liegt im Dolomit, doch kommt man beim Buchbrunnen wieder auf Gosaukonglomerat und auf grünliche Kreidesandsteine. 60 *m* unter dem

Einstiege traf ich einen Findlingsblock aus Actaeonellengestein gleich dem erwähnten Vorkommen SO vom Kleinen Flösselberg. Etwa 120 *m* unter dem Einstiege kommt man auf eine größere isolierte Kalksteinfelsmasse; aus hellrotem Crinoidenkalk bestehend, erhebt sie sich im Talwege als ein wahrer Talriegel, der wohl 25 *m* mächtig aufragt und von der Talrinne durchzogen ist, welche, tief eingeschnitten, im ersten Frühjahre und bei Regengüssen Wasserfälle bildet. Die Felsmasse zeigt nur wenig deutliche Bankung. (Streichen SO—NW, Verflächen gegen NO; an einer anderen Stelle ist das Streichen fast N—S mit östlichem Verflächen.) Darunter kommt man bald auf die Neokommergel, so daß diese auch hier, wie an so vielen Punkten. an das Liaskalkriff anzugrenzen scheinen, während die Nordgrenze Triasgesteine bilden, und zwar im Norden der Mergel vor dem Fischerwiesensteinbruche hellgrauweiße, dolomitische Kalke. —

Im Flösselgraben liegt am linken Hange, oberhalb des letzten Hauses auf dieser Seite, ein alter aufgelassener Steinbruch. Es stehen graue, stark zerklüftete Kalke an, mit weißen Spatadern und mit spärlichen winzigen Einschlüssen, welche ihrer spätigen Natur nach als Crinoiden gedeutet werden müssen. Hier fand ich auf der Halde auf einem der Kalkbrocken ein kleines rundliches Emailzähnchen, welches an *Sargodon* erinnern könnte. Im Hangenden treten in diesem Steinbruche auch gelblich gefärbte, mergelige, dünnplattige Kalke auf.

Der Hang talaufwärts, an der linken Talseite, ist mit Kalksteinbrocken, -Blöcken und -Schollen bedeckt, die zum Teil grau und halbkristallinisch, zum Teil rötlichgrau und feinkörnig bis dicht sind. Gar nicht selten finden sich Brocken, welche eine förmliche Lumachelle vorstellen, indem sie nur aus Steinkernen und Abdrücken meist kleiner Muscheln bestehen, wie sie die Kössener Schichten der schwäbischen Fazies charakterisieren. Es fanden sich aber auch Stücke mit *Cidaris*-Stacheln und deutlichen Korallenauswitterungen. Auch eine *Gyrolepis*-Schuppe stammt von hier. Ebenso ein Stück mit einer hochgewundenen Gastropodenschale (im Durchschnitt). In gelblichen. etwas mergeligen Kalken fand sich auch die *Waldheimia gregaria.* Diese Brocken bedecken den Hang des Vorberges des Großen Flössel (Kote 489) und deuten an, daß das Rhät von der Höhe des Kleinen Flössel den Graben übersetzt und sich bis gegen die genannte Vorhöhe fortsetzt.

Bei der Übersetzung des Grabenweges durch die Schienenanlage am Bremsberg des großen Zementmergelsteinbruches am Großen Flösselberge, stehen auf der rechten Grabenseite im Hange des Kleinen Flösselberges Kalke an, welche ganz derselben Art sind wie am linken Hange, Kalke, welche in Felsen aufragen und nach den Fundstücken zweifellos Rhätkalke sind. Es finden sich typische Lithodendronkalke, aber auch die Muschelbreccien. Die Muscheln sind schlecht erhalten und lassen sich nur schwer herausbringen, doch konnte zum Beispiel die *Leda alpina Winkl.* in vielen Stücken erkannt werden. Diese Kalke setzen sich, Felsmauern im Walde bildend, bis zum Gipfel des Kleinen Flösselberges hinauf fort. Die Wände bilden zugleich die südliche Grenze des Rhät. Davon kann man sich schon überzeugen, wenn man der Steinriese nach aufwärts folgt bis zu der Einsattelung zwischen der Höhe des Kleinen

Flösselberges einer- und der größeren Höhe im SSO davon (Kote 551) anderseits. Allenthalben verrät sich schon in der Hangmulde der angrenzende Neokommergel mit *Aptychus*. In dem Hangschutt auf der Seite des Kleinen Flössel sammelte ich, von den Wandfelsen stammend, neben Dolomit und Dolomitbreccien Stücke mit *Cidaris*-Stacheln, mit *Pecten* (einer zweigabelig-rippigen Form), mit Bruchstücken von *Ostrea sp.*, mit *Pinna* und *Plicatula intusstriata*. Aber auch typische Lithodendron- und Brachiopodenkalke finden sich vor.

Auf der anderen Seite der Mulde fehlt das Rhättrümmerwerk; hier findet man dagegen graue Mergelkalke mit Aptychen, rote und graue Hornsteinkalke (besonders in dem kleinen Schwarzföhrenbestande). Gegen den Sattel hinauf endet die Schuttbedeckung. Zuletzt trifft man noch etwa 40 *m* unter der Sattelhöhe auf eine größere Felsmasse, offenbar eine abgesunkene Scholle, welche geschichtet ist und die beiläufig 100 *m* über dem Geleise der Förderbahn liegt. Von hier an trifft man im humusreichen, tonigen Waldboden nur mehr die Mergelkalke, hie und da mit Hornstein, welche von der Einsattelung gegen den Kleinen Flössel hinan anhalten bis zur Felsmauer. Am Gipfel des Kleinen Flössel stehen echte rhätische Terebratelkalke an. Ich fand: *Terebratula gregaria* sowohl, als auch ganz glatte Terebrateln ohne jede Einfaltung am Stirnrande, recht häufig. Außerdem sammelte ich eine kleine zierliche *Myophoria*, ähnlich der *Myophoria inflata Emm.* (Winkler, Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1861, pag. 476, Taf. VII, Fig. 7) oder der *Trigonia postera Quenstedt* (Jura, pag. 28, Taf. I, Fig. 2 u. 3).

Die Kalke der Wand sind vielfach von Klüften durchsetzt, scheinen aber hora 3 zu streichen und mit 50° gegen N einzufallen. Die Rhätkalke sind dem Hauptdolomit aufgelagert. In der Schneise gegen WNW, also gegen das Kaltenleutgebener Tal hin, findet man nur Dolomitblöcke und solche aus Brecciendolomit. —

Vom Sattel zieht sich der Durchhau (Schneise) die steilgeböschte Höhe zur Kote 551 hinan. Was man dabei von Gestein antrifft, ist durchweg dolomitischer Natur: Dolomit, Brecciendolomit und dolomitischer Kalk, bis zum Gipfel hinauf.

Folgt man nun dem Durchhau am Kamm fort weiter gegen SO, so kommt man zunächst über Dolomit, dann aber sofort auf feinkörnige Gosausandsteine und Konglomerate, und, an einer kleinen Kuppe im Walde, auf dunkle Gesteine mit einer Unmasse von Actaeonellen. Dieselben erscheinen ganz in ähnlicher Weise durch Pressung deformiert oder abgescheuert und kurzabgerieben, wie man sie in dem bekannten Perchtoldsdorfer Leithakonglomeratvorkommen (nahe der Ausmündung des Tales der Dürren Liesing) angetroffen hat.

Auch außen hellfarbige, kalkige Gesteine treten etwas unterhalb auf, welche gleichfalls Actaeonellen führen und zum Teil wie gebändert aussehen; sie sind im Innern dunkelfarbig und riechen beim Zerschlagen stark bituminös. Die Gosaugesteine halten nun in der Schneise an bis zur Hochstraße, sie haben somit hier eine etwas weitere Ausdehnung, als auf Sturs Karte angegeben wird. Es sind rote Konglomerate, zum Teil sehr großkörnig, mit blutrotem Bindemittel. Bei der Abzweigung zur „Fröhlichquelle“, dem „Schanzbrunnen“, zeigen sie

deutliche Bankung. Streichen NNW und Verflächen mit 45° gegen O. Im Hangenden rote Sandsteine und rote krümelige Mergel. —

Doch kehren wir in den Flösselgraben zurück. Von der Geleiseübersetzung aufwärts folgte ich zunächst dem Hauptgraben und ging dann gegen SW in dem Graben zwischen dem Großen Flössel und der Kote 503 zum Großen Flösselberg-Zementkalkmergelbruche hinan, auf einem rotmarkierten Wege. Im Walde ragt eine spitze Kuppe auf, von der graue Kalke herabkommen. An Hauptdolomit kann man dabei nicht denken, vielleicht ist es Opponitzer Kalk. Unweit der kleinen Quellfassung fand ich einen feinkörnigen, grauen, sandigen Kalk mit einem sicheren Aptychen von der Art der Rippung, wie sie *Aptychus Seranonis* zeigt. Auch ein treffliches Stück von *Aptychus angulicostatus* wurde hier gefunden. Längs des Weges sind nun fort und fort Kalkmergel und dichte Mergelkalke austehend (Streichen hora 11 und Verflächen gegen O), welche mehrfach verschoben zu sein scheinen. Auch rote Mergel und graugrüne Kalksandsteine treten auf, welche an Gosaugesteine erinnern.

Die untere Steinbruchetage (bei der Kantine) liegt zirka 140 *m* über dem Eingange des Flösselgrabens. Der Betrieb des Abbaues ist ein sehr lebhafter; er erfolgt in zwei Etagen und reicht mit seiner Oberkante bis hoch gegen den Kamm hinan, zwischen dem Großen Flössel und der Höhe mit der Kote 549. Im nördlichen Teile streichen die Kalkmergelbänke hora 11—12, also aus SSO gegen NNW und fallen gegen ONO ein. Von hier stammen die von mir schon 1886 namhaft gemachten Fossilien des mittleren Neokom. (Hauterive Stufe. Man vgl. Fig. 7.)

Die Kalkmergel reichen im Süden bis nahe an einen Felsgrat, der sich gegen SW nach aufwärts zieht und aus typischem Lias-Crinoidenkalk besteht. Hier fand ich: *Spiriferina alpina Opp.* und *Spiriferina cf. angulata Opp.*, *Terebratula Eichwaldi Opp.*, *Rhynchonella cf. retusifrons Opp.* mit drei Rippen in der Schalenmitte, *Rynchonella cf. polyptycha Opp.* mit tiefer Furche in der Stirnregion der kleinen Klappe, etwas größer als das von Oppel abgebildete Exemplar, ein kleines, stark aufgeblähtes Stück. Auch *Terebratula sinemuriensis Opp.*, *Pentacrinites sp.* und *Belemnites sp.* Daß sich die Neokommergel auch noch eine Strecke weit über den oberen Steinbruchrand fort erstrecken, ist durch Schurfarbeiten an dem infolge des Fortschreitens des Abbaues nach aufwärts verlegten Waldwege nachgewiesen, wo man bald die bezeichnenden Fossilreste auffindet: Ammoniten, Baculiten und Aptychen.

Folgt man diesem Waldwege oberhalb des Steinbruches weiter gegen die Höhe 549 hinan, so kommt man auf graue, sandigkörnige Kalke (wieder kein „Opponitzer Dolomit") mit dunklen Hornsteineinschlüssen und undeutlichen Fossilspuren und gegen die Höhe 569 hinauf über Konglomerate und Sandsteine, welche ganz das Aussehen der Gosaugesteine an sich tragen und auf der Kammhöhe weitverbreitet scheinen. In der Schneise, welche genau in der Richtung gegen den Julienturm verläuft und oberhalb der Hochstraße ganz nahe dort endet, wo der Weg zur Vereinsquelle abzweigt, kommt man über weiße Mergelkalke und oberhalb der Straße an den typischen Lias-

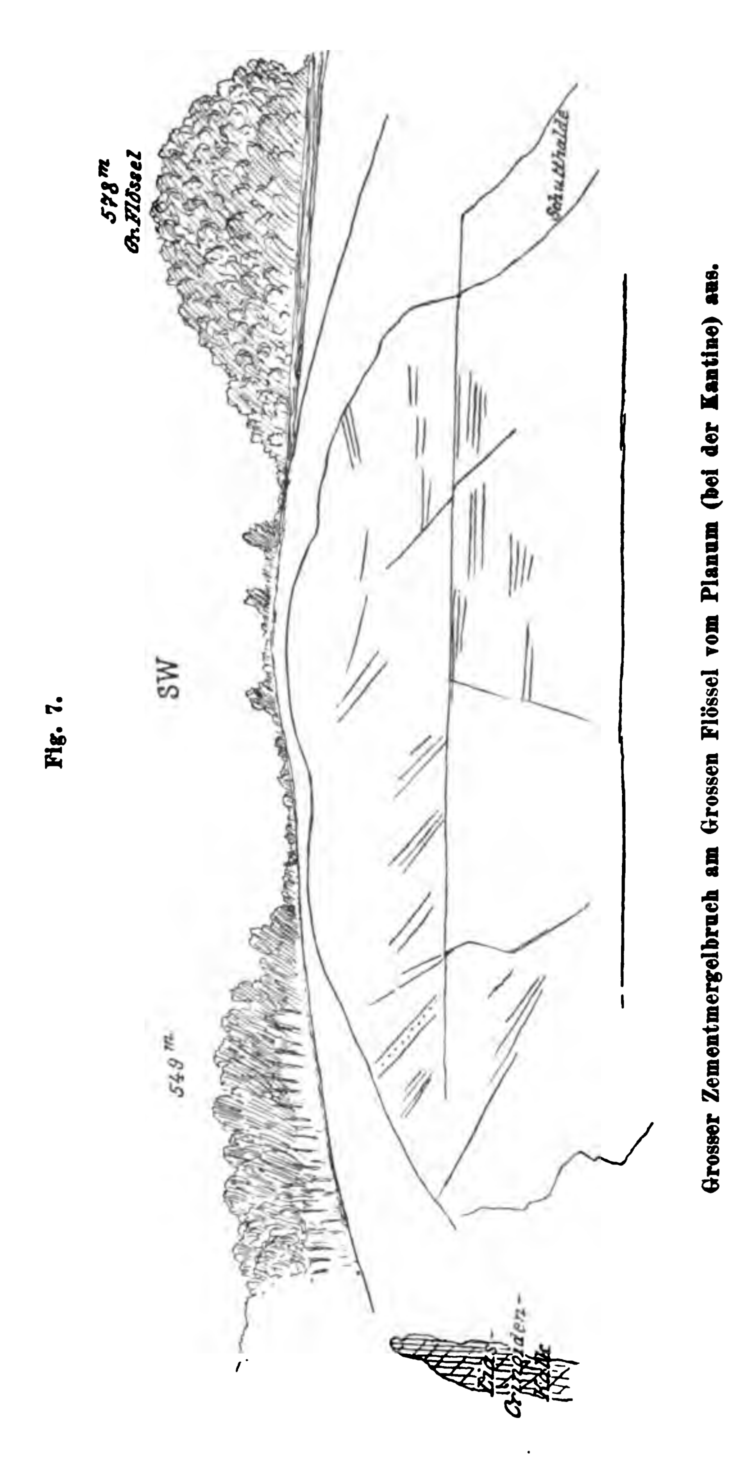


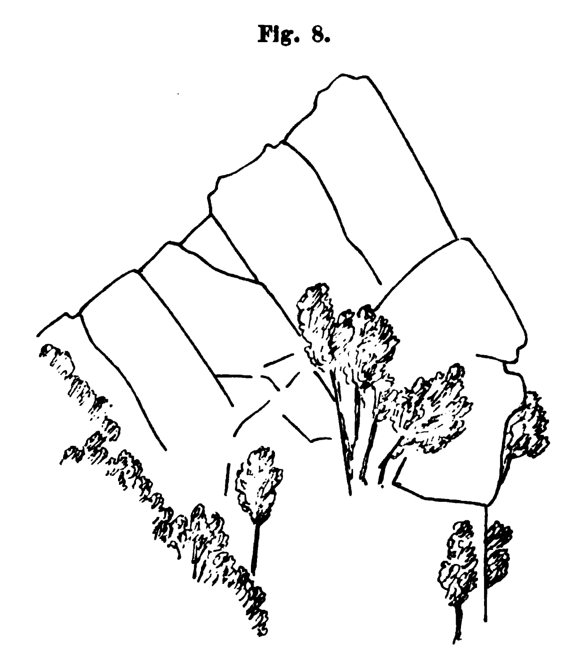
Fig. 7.

Grosser Zementmergelbruch am Grossen Flössel vom Planum (bei der Kantine) aus.

Crinoidenkalk, der im Walde eine Felsaufragung bildet. Es wird Aufgabe weiterer Begehung sein, das Verhältnis dieses südlichen Liasvorkommens zu jenem im Norden der Kammlinie festzustellen. —

Auf dem Wege über die Vereinsquelle nach Kaltenleutgeben kommt man zuerst über das Neokom. Kalkmergel und Mergelkalke, zum Teil als Fleckenmergel entwickelt und reich an ockerigen Einschlüssen, wie in den Hauterivemergeln am Flösselberge und auf der Fischerwiese. Die Schichten streichen zuerst gegen NNO schräg über den Weg mit westlichem Verflächen, weiterhin etwa 10 *m* tiefer nach hora 3 mit SO-Verflächen, so daß hier wohl eine etwas verschobene Schichtenmulde anzunehmen ist. 20 *m* tiefer

Fig. 8.



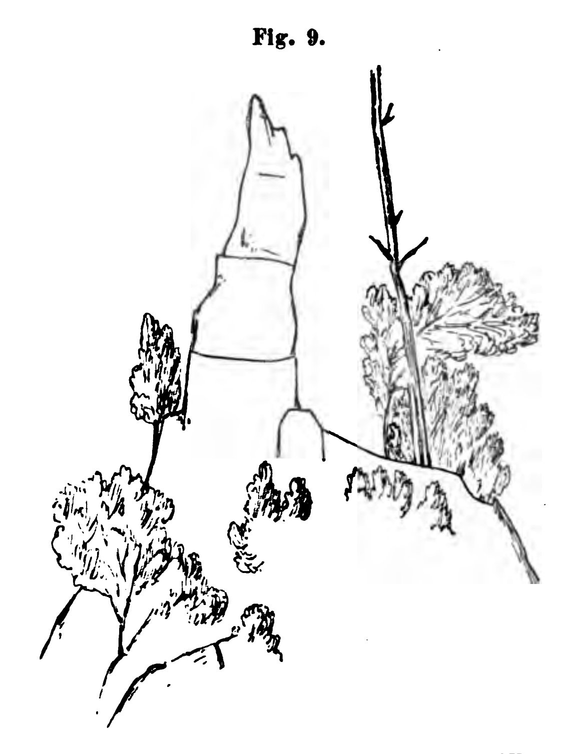
Hauptdolomitfels unterhalb der Vereinsquelle, vom Jurafels aus gegen NW blickend.

ändert sich der Gesteinscharakter und stellen sich graue Kalke ein [1]), auf welche dann der Jurakalkfels links vom Wege folgt, der seinerseits talabwärts an Hauptdolomit angrenzt, der die spitz und steil aufragende Felszinke (Fig. 8 u. 9) bildet, welche, vom Wege aus gesehen, wie ein Riesenfinger aufragt, während sie dem Jurafels ihre obere Breitseite zuwendet. Der Jura tritt, vom Buschwerke versteckt, in der Form von lichtrötlichen und roten Kalken auf, welche Fossilien umschließen. Crinoidenstielglieder sind am häufigsten zu finden, doch sammelte ich auch einige Ammonitensteinkerne, Belemniten in Quer-

[1]) Bei der Vereinsquelle sammelte ich (1893) Lithodendronkalk, der vom Großen Flössel stammen dürfte.

und Längsbrüchen, eine *Pecten*-Schale und dergleichen. Der besterhaltene Ammonit darf wohl als zur Gruppe des *Phylloceras mediterraneum Neum.* gehörig angesprochen werden; der Nabel ist eng, die Einschnürungen ziemlich deutlich. Ähnlich ist *Phylloceras Capitanei Pusch.* Ein zweites Stück fällt durch die Zweiteilung des ersten Seitenlobus auf. Die *Pecten*-Schale, eine flache, leicht gewölbte linke Klappe, zeigt eine wohlausgeprägte, konzentrische Runzelung. Die Ohren sind nicht scharf abgesetzt, wodurch das Stück sich an *Pecten* (*Camptonectes*) *lens Sow.* (Goldf., Petr. germ., Taf. XCI, Fig. 3, II, S. 46 des Giebelschen Textes) anschließt. Die Ammoniten entnahm ich dem Gipfelfelsen selbst.

Fig. 9.



Hauptdolomitfels unterhalb der Vereinsquelle, vom Waldwege aus.

Die Jurakalke sind undeutlich bankig geschichtet. Das Juravorkommen streicht nicht quer über den Weg, wie es auf der Sturschen Karte (1:75.000) gezeichnet wurde, sondern tritt, wie auf der Sturschen Originalkarte richtig angegeben ist, nur auf der Südseite auf, während ich auf der rechten nördlichen Seite, am Westhange des Großen Flösselberges, zunächst nur graue Kalke vorfand, welche dem Rhät entsprechen dürften, wie mitvorkommende spärliche Fundstücke mit Kössener Fossilien andeuten, welche an die Kalke des Kleinen Flössel erinnern, oder an die neue Fundstelle an der Hochstraße (Höllensteinstraße) weiter in WSW. Bis zur Einmündung des Weges in die Gaisbergstraße traf ich nur noch Hauptdolomit.

Oberhalb des Juravorkommens im Graben der Vereinsquelle führt ein alter, jetzt „verbotener“ Fahrweg in einer flachen Talmulde gegen den Steinbruch am Großen Flössel zuerst nach O, dann gegen NO etwa 60 *m* hoch hinan. Am Beginne dieses Weges treten graue, dichte, weißaderige Kalke (Rhätkalke) auf, und zwar bei dem steinernen Kreuz im Walde. In der Mulde selbst mit weichem, tonreichem Waldboden, treten mergelige Gesteine zutage, wie dies schon die Sturschee Karte angibt. Auch ein grauschwarzer, weißaderiger Hornstein wurde gefunden. Geht man vom Sattel im Walddurchschlage gegen die Spitze des Großen Flössels hinan, so kommt man etwa 10 *m* unter der Höhe, am Steilhange des Berges, auf hellgraue, dichte Lithodendronkalke, welche sich durch das Vorkommen von gelblichgrauen Kalken mit *Terebratula gregaria* als dem Kössener Horizont entsprechend zu erkennen geben. Am Gipfel selbst finden sich helle dolomitische Kalke: Hauptdolomit. Das Neokom reicht bis an den Fuß der obersten steileren Böschung des Großen Flössel. An dem neuen, höher gelegten Waldfahrwege stehen, wie erwähnt, noch die Neokommergel an und sind immer sehr reich an den typischen Neokom-Aptychen. Diese Mergel reichen ostwärts bis an die gleichfalls schon erwähnten Lias-Crinoidenkalke am alten Fahrwege, etwa 40 *m* unterhalb der Gipfelhöhe des Großen Flössel (578 *m*). Auf dem Waldwege östlich von dem Fahrwege, vor dem rotmarkierten Wege (auf Freytags Karte nicht bezeichnet), kommt man auf die roten Gosausandsteine mit kalkigem Bindemittel, sowie auf Gosaukonglomerate, die bis zur Kuppe (554 *m*) anhalten, und bis zum „Großen Sattel“. Am Wege zur Kugelwiese fand sich ein Findling von Lias-Crinoidenkalk. Die Kuppe (503 *m*) genau östlich vom Großen Flössel besteht aus Dolomit und Brecciendolomit. —

Aus dem mittleren Stücke des Flösselgrabens zieht ein Seitengraben gegen SO hinauf (zwischen Kote 503 und 551). Oberhalb desselben stehen, noch im Flösselgraben, und zwar an seinem rechten Hange, typische Neokommergel an, in welchen sich Aptychen und Ammoniten finden, welche an jenen Seitengraben hinanreichen, bis zu einer kleinen steilwandigen Klamm, welche in rote Jura-(Dogger)-Kalke und dahinter anstehende Lias-Crinoidenkalke eingeschnitten ist.

Diese Klamm wird durch eine Felsmasse gebildet, die ganz ähnlich jener am Jurafels im Fischerwiesengraben auftritt. Sie zieht sich nach NO bis zur Höhe von 70 *m* über ihrem Eingange hinauf, gegen den Kleinen Flössel hin. Die Bänke scheinen nach hora 4 zu streichen und fallen gegen NW. In den zunächst dem Eingange an der linken Seite auftretenden roten Kalken fanden sich kleine wohlerhaltene Steinkerne von Seeigeln, die sich als *Disaster* (*Collyrites*) *cf. ovalis Leske* bestimmen lassen. Sie gleichen recht gut den von Quenstedt (Echinodermen, Taf. 84, Fig. 14—19) und von G. Laube (Die Echinodermen von Balin, pag. 5, Taf. I, Fig. 3) abgebildeten Stücken. *Disaster ellipticus Quenst.* (Jura, Taf. 62, Fig. 16) aus dem braune Jura ist gleichfalls eine ähnliche Form. Auch eine gefurchte Belemnitenkeule fand sich, die an *Belemnites fusiformis* oder *canaliculatus* erinnert.

Dahinter fanden sich in roten dichten Kalken undeutliche Bivalven und ein zur Gruppe des *Ammonites Humphriesianus* gehöriger Ammonit.



Auch größere Terebrateln sammelte ich, ähnlich der *Terebratula perovalis*, sowie Rhynchonellen, von welchen ein Stück der *Rhynchonella inversa Opp.* (l. c. Taf. XIII, Fig. 5), ein anderes der *Rhynchonella varians Quenst.* (Jura, Taf. 38, Fig. 82), ein drittes der *Rhynchonella Ehingensis Quenst.* (Brachiopoden, Taf. 39, Fig. 15) nahe steht. Außerdem wurden große runde und niedrige Crinoidenstielglieder gesammelt.

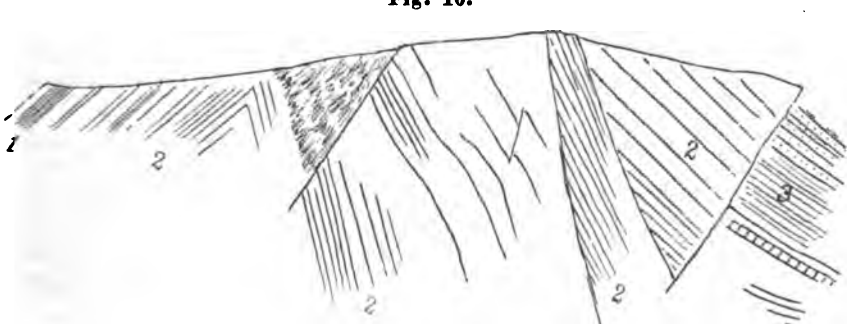
In den liegenden Lias-Crinoidenkalken fand sich eine kleine zierliche Terebratel mit vertiefter kleiner Klappe, welche der Form nach am besten zu *Terebratula Beyrichi Opp.* (1861, Taf. XI, Fig. 3) zu stellen ist, sowie eine große *Rhynchonella* aus der Gruppe der *Rhynchonella belemnitica Quenst.*

Rechts oberhalb des Steilhanges, ober den obersten Jurafelsen kommt nur Dolomit herab. Dann folgen, dem Sattel am Kleinen Flösselberge zu, die roten Hornsteinmergel, und helle graue Mergel mit kleinen Aptychen aus der Gruppe des *Aptychus Seranonis*, welche bis gegen die Rhätfelsmassen hinanreichen, auch in der vom Sattel gegen ONO hinabziehenden Versuchsrösche anstehen und ganz das Aussehen der typischen Zementmergel haben. —

Westlich vom Ausgange des Flösselgrabens liegt ein kleiner Aufschluß, in welchem gelbliche plattige Kalke unter dolomitischen Kalken anstehen, welche wohl dem Wengener Horizont entsprechen dürften. —

Der alte Steinbruch (Fig. 10) auf der rechten Seite des Kaltenleutgebener Tales, unterhalb der Zementfabrik (an der Bahnlinie), zeigt zu unterst die eigenartigen Knollenkalke, welche sich eine Strecke weit unmittelbar an der Bahnlinie nach abwärts verfolgen lassen, wo

Fig. 10.



Alter Steinbruch unterhalb der „Zementfabrik" neben dem Bahngeleise.

1. Knollenkalk. — 2. Terebratelkalk und hellgraue, weißaderige Kalke. — 3. Mergelschiefer mit dichten Mergelkonkretionen. — 4. Sandige, schiefrige Masse (oberer Muschelkalk und Lunzer Sandstein).

sie weitentblößte Schichtoberflächen darbieten. Im Steinbruche liegen sie im Hangenden von typischen Muschelkalkbänken, hellgrauen, weißaderigen Kalken, die bankweise ziemlich reich sind an *Terebratula* und *Spiriferina* und an kleinen runden Stielgliedern, denselben Formen,

wie sie in den mittlerweile fast ganz abgebauten Terebratelbänke führenden Muschelkalken oberhalb der Waldmühle auftraten. Mehrfache Verwürfe zerstücken die Gesteine, und im oberen (westlichen) Teile erscheinen die Muschelkalkbänke, an einer Kluft, an Mergelschiefer mit dichten Konkretionen hinangepreßt. Lunzer Sandstein reicht von oben herein. —

Von der Wiese am Huberram am grünmarkierten Wege zur Gaisbergwiese. Auf der ersteren Wiese, wie schon erwähnt, ein Rhätfindling. Im Walde hinan kommt man zunächst über graue, mergelige, dichte und netzaderige Kalke (Rhät?). Auf der ebenen Wegstrecke treten neokome Mergelkalke hervor. Man geht über W—O streichende Schichtköpfe derselben. Das Neokom grenzt hier gegen Nord an dickbankig wohlgeschichtete, stark zerklüftete Kalke, deren Altersbestimmung, ob Rhät, wie ich meinen möchte, ob Opponitzer Kalk, ich dermalen offen lassen muß. Fossilien sind freilich selten, doch fanden sich vor dem steilen Abstiege Terebrateln. Streichen hora 5 (ONO) und Verflächen mit 45° gegen SSO. —

Auch an dem Gaisbergfahrwege, von der Meierei gegen den Kamm, treten graue netzaderige Kalke mit mergeligschiefrigen Zwischenmitteln auf. Undeutliche Fossilienspuren sind nur sehr selten zu finden. Die Schichten streichen hora 4 (fast genau NO) und verflächen gegen NW. Gegen den Brecciendolomit zu werden die Bänke der netzaderigen Kalke dünnbankig. —

Auf der Winternitzstraße nach Kaltenleutgeben kommt man über dolomitische Kalke (Hauptdolomit), welche bis zum Vereinsquellenweg anhalten.

Unterhalb kommt man dann an graue dichte, in Felsen aufragende Kalke mit runden Crinoidenstielgliedern. Dann folgen Lunzer Sandsteine. Dort, wo der „Jubiläumsweg" abzweigt, treten wieder, und zwar hier in typischer Entwicklung, Kalke mit runden Crinoidenstielgliedern auf. Dann folgt der Straßeneinschnitt im Lunzer Sandsteine. Auch das mergeligkrümelige Material tritt hier, wie oberhalb der Waldmühle, auf. Gleich nach der großen Straßenkrümmung gegen SW (gegen das Kreuz zu) stehen dann dieselben dünnplattigen und vielgefalteten mergeligen Kalke an, wie auf dem steilen Zickzackwege oberhalb der Emmelschen Heilanstalt und unten im Emmelschen Parke. Vielleicht ist es oberer Jura oder Tithon. Sehr ähnlich sind auch die roten Gesteine im obersten Steinbruche auf der linken Talseite der Dürren Liesing, zu oberst im Wienergraben.

Weiter unten kommt man am Fußwege auf dunkle, weißaderige Kalke, welche den Gutensteiner Kalken gleichen. Im Walde gegen den Kalkofen zu trifft man dann den typischen, aderreichen Muschelkalk mit vielen kleinen Kügelchen, aber auch mit großen Kieselkalkkonkretionen. Der Muschelkalk und die mittlere Trias überhaupt scheinen hier eine größere Verbreitung zu haben, doch sind die Verhältnisse etwas stark gestört und werden noch mehrfache Begehungen notwendig sein, um die eine oder andere bessere Aufschlüsse gewährende Stelle aufzufinden. —

Von der Gaisbergfahrstraße kommt man am unteren Wiesenrande, wo graue, weißaderige Kalke anstehen, an dem (grünmarkierten)

Fußwege durch den Waldgraben. Auf demselben findet man rötlichgraue, weißaderige Kalke mit gelblichen mergeligen, dünnplattigen Lagen („Wengener“ Horizont). Auch Zellenkalke finden sich und 40 *m* tiefer graue, weißaderige Kalke, die auf der rechten Grabenseite Felsen bildend anstehen und dem „Reiflinger Kalk“ entsprechen dürften. —

Von der Gaisbergmeierei gegen W und dann in den Graben östlich vom Brandel nach O, zum Steilwege, und in den Emmelschen Park hinab.

Zunächst im Walde über dolomitische Kalke. Am Rande des Waldes gegen die Wiese (zirka 30 *m* tiefer) stehen graue, dichte Kalke an mit Spuren von Fossilien (auch Crinoiden): Muschelkalk.

Auf der Westseite der Wiese erhebt sich eine Steinwand. Im Walde daneben, anstehende rötliche Kalke. Fossilien wurden nicht aufgefunden. Weiter aufwärts im Graben in einem Bruche ein Felskopf aus steil aufgerichteten, dunkelgrauen, dolomitischen Kalken.

Der Wandfels unten, etwa 60 *m* unter der Meierei, ragt 40 *m* hoch empor und erstreckt sich von N nach S, ganz ähnlich den Jurakalkriffen im Fischerwiesengraben.

Am rechten Grabenrande, etwa 15 *m* unter dem Fuße der Felswand, stehen graue, wohlgeschichtete Kalke an, mit gelblich mergeligen Schichtflächen. Sie enthalten Cidaritenstacheln und Crinoiden, auch kleine Pentacriniten, ähnlich jenen wie im Muschelkalke am Hundskogel. Sie streichen hier W—O und verflächen gegen N mit 35°. Die Bänke sind sehr dünn mit plattiger Absonderung (2—3 *cm* mächtig).

Im Walde gegen Süd hinan kommt man wieder auf rötliche, zum Teil breccienartige, zum Teil dichte Kalke, die das auf der Sturschen Karte angegebene Juravorkommen oberhalb der Dr. Emmelschen Heilanstalt bezeichnen. Auch Felsköpfe aus dolomitischem Kalke im Walde. Gegen den Promenadeweg hinab kommt man vorübergehend auch über anstehende grauschwarze, weißaderige Kalke. Auch graue Kalke mit Schädelnahtschichtung finden sich.

Vom unteren Ende der Gaisbergwiese, wo der Zickzackweg zum Emmelschen Parke beginnt, der über einen sehr steilen Hang hinabführt, trifft man auf dessen ganzem Verlaufe steil aufgerichtete, feingefaltete, dünnplattige bis schiefrige, graue und rote Kalke, die bis hinab in den Park anhalten. Am Steilhange streichen sie hora 2 und verflächen steil gegen West oder stehen sogar am Kopfe. Diese Gesteine gleichen jenen schon erwähnten im obersten Steinbruche im Wienergraben an der nördlichen Seite des Kaltenleutgebener Tales (oberer Jura?). —

Auf dem Wege, der vom Jägerhaus oberhalb Kaltenleutgeben über die Wallner-, Stier- und Siegelwiese zum Kreuzsattel hinaufführt. Nach Sturs Karte war von der Wallnerwiese ab, bis wohin sich die Flyschzone erstrecken soll, nur mehr Gestein der oberen Trias zu erwarten. Daß die weitausgedehnten Wiesen das anstehende Gestein verhüllen würden, war vorauszusehen. In der Tat reicht das Flyschgestein meiner Auffassung nach viel weiter nach aufwärts. Erst auf der Stierwiese traf ich hie und da Dolomitbrocken neben dunklen hornsteinreichen Kalken, welche plattigschiefrig sind und von weißen Kalkspatadern durchsetzt werden. Dieselben fanden sich

auch noch an der Südecke der Stierwiese neben mergeligen Schiefern. Typischen Lunzer Sandstein traf ich erst 180 *m* über dem Jägerhause, im Walde unterhalb der Siegelwiese, neben Kalken mit undeutlichen Crinoiden. Am unteren Waldrande treten dichte Mergelkalke auf mit dunklen Flecken: Fleckenmergelkalke.

Eine Angabe über Lagerungsverhältnisse läßt sich bis zum Kreuzsattel hinauf nicht machen.

Da der im vorhergehenden besprochene Kreuzsattelweg keinerlei Aufschlüsse bot, versuchte ich es solche auf dem nach Osten hin zunächst gelegenen Wege zum Vorderen Langenberg zu erhalten, wenngleich auch hier der Vegetationscharakter nicht viel erwarten ließ. Sichere Flyschgesteine reichen bis über 70 *m* hoch über den Eingang aus dem Liesingtale hinan, also etwas weiter, als nach Sturs Karte zu erwarten war. Dann folgen Funde von Fleckenmergel und braune glimmerige Sandsteine. Am oberen Rande der Stierwiese, etwa 100 *m* über dem Grabeneingange, traf ich im Walde abermals Fleckenmergel und dichte, plattig brechende Mergelkalke mit *Chondrites intricatus* (!). Erst bei 180 *m* Höhe über der Liesing steht sicher Dolomit und Brecciendolomit an, aus welchen die Hänge bis zum kaum 25 *m* höher gelegenen Sattel des Langenberges bestehen. Zwischen dem Beginne des Dolomits und jenen *Chondrites*-Mergeln fand ich nur die uns am Kreuzsattelanstiege bekannt gewordenen dunklen, weißaderigen Kalke mit schwarzem Hornstein, Gesteine, deren genaueres geologisches Alter ich bisnun nicht anzugeben vermag. Nach Sturs Karte wäre auf dieser Wegstrecke Lunzer Sandstein anzunehmen. Nach dem, was ich auf den beiden Wegen zu sehen Gelegenheit hatte, finde ich die Angabe auf Cžjžeks erster Karte vom Jahre 1849 sehr begreiflich, auf welcher dem „Wiener Sandstein" am rechten Ufer des Liesingbaches eine viel weiter gehende Verbreitung gegeben wird, als auf Sturs Karte vom Jahre 1860. Freilich wird auch noch der Kamm des Langenberges mit einbezogen; das oberste Vorkommen der Flyschgesteine bilden, wie mir scheinen will, sicher die erwähnten *Chondrites*-Mergel in 110 *m* Hanghöhe.

Die Besprechung der schmalen Kalksteinzone am linken Ufer der Dürren Liesing, die etwas oberhalb der Dr. Winternitzschen Wasserheilanstalt beginnt und an den Flysch angrenzt, werde ich einem späteren Zeitpunkte vorbehalten. Einstweilen nur einige Angaben über den Wienergraben.

Im Wienergraben, auf der linken Talseite des Kaltenleutgebener Tales, oberhalb der Waldmühle, worüber schon M. V. Lipold (1865) und der Autor (1871) Mitteilungen gemacht haben, fand ich, gleich oberhalb der alten Halde mit den dunklen „Partnachschichten" und Lunzer Sandstein, schon 1894 auch Tonschiefer und Kalke mit kleinen hochgewundenen Gastropoden, welche an die von Gümbel als *Rissoa alpina* bezeichneten Formen erinnern. Die Verhältnisse in der schmalen Zone, durch welche sich der Graben hinabzieht, sind ungemein verworren: zerstückte und verschobene Schollentrümmer. In dem unteren Steinbruche treten dicht neben dem gestörten Lunzer Sandsteine Brecciendolomite über hellgrauen, dunkelfleckigen, ver-

wittert gelblich umgefärbten Mergeln auf. In dem großen Schotterbruche weiter oben, nahe an der Grenze des Flyschgebirges, treten hellgelbe und rote mergelige, im Liegenden gefältelte und dünnplattige Gesteine auf, welche an oberen Jura oder Tithon denken lassen und an die Gesteine am Zickzackwege vom Emmelpark gegen die Gaiswiese hinan erinnern, so daß an eine schräge Überquerung des Kaltenleutgebener Tales gedacht werden könnte.

In einem aufgeschlossenen Steinbruche, etwa 65 *m* über dem Eingange des Wienergrabens, wurden früher dolomitische Kalke, zur Zellendolomitbildung geneigt, abgebaut. Geht man von dem Schotterbruche auf dem Förderwege, an der Steinbrechmaschinenanlage vorüber gegen Ost, so kommt man an dolomitischen Kalken im Liegenden von gelblichen, plattig schiefrigen Sandsteinen vorüber, westlich oberhalb der Kalköfen, gegenüber dem seinerzeit an Brachiopoden-reichen Waldmühlbruche (am Zaintaleingang), an einen Aufschluß im Liegenden von typischem Lunzer Sandstein, in dem wohlgeschichtete, Hornsteinknauern umschließende Kalke anstehen, welche gegen NNO streichen und westlich verflächen (45^0), Kalke, in welchen sich spärliche Fossilien, Crinoiden und Terebrateln, finden (Muschelkalk).

Auf dem Wege zum Wienergraben, am linken Talhange gegen die Endstation der Bahn, kommt man dann über helle, gegen den Berg fallende dolomitische Kalke, und Zellenkalke und über Lunzer Sandstein, von dem man Verwitterungskerne findet. Bei dem Hause vor der Einmündung des über die Wiese oberhalb der Bahnlinie (nahe der Endstation) führenden Weges gegen die Hauptstraße, liegt ein Aufschluß, welcher die unter dem Lunzer Sandsteine lagernden Muschelkalkschichten recht gut beobachten läßt. Helle, dolomitisch aussehende Kalke, zu oberst (unter dem Lunzer Sandsteine), und dünnbankige Kalke, die den „Reiflinger Kalken“ gleichen, zu unterst, in etwas steilerer Stellung als die oberen, in übereinstimmender Lagerung auftretenden Schichten. Gelblich mergelige, schiefrige Lagen sind nach oben zu eingeschaltet. Mir gelang es nicht, Fossilreste zu finden, doch erinnere ich mich, daß F. Karrer, vor Jahren in den gelben Mergelkalkschiefern *Cardita*-artige Abdrücke aufgefunden hat.

3. Giesshübel West und Nord.

Den Gemeindekogel nördlich bei Gießhübel bezeichnet Stur als Hierlatzkalk. In der Tat spielt Crinoidenkalk bei seiner Zusammensetzung eine wichtige Rolle. Am Gemeindekogel fand ich jedoch nur Trümmergestein, und zwar nicht nur am Hange oberflächlich, sondern auch die kleinen Wände in dem kurzen schluchtartigen Graben zwischen Gemeindekogel und dem Inzersdorfer Waldberge bestehen aus einer Breccie aus Hornstein- und Crinoidenkalk mit Kalkspat in den Klüften. In den Kalken der Wand finden sich hie und da, recht spärlich, Belemniten.

In der Breccie treten große Brocken von Crinoidenkalk auf, rings von Hornsteinbruchstücken wie ummauert.

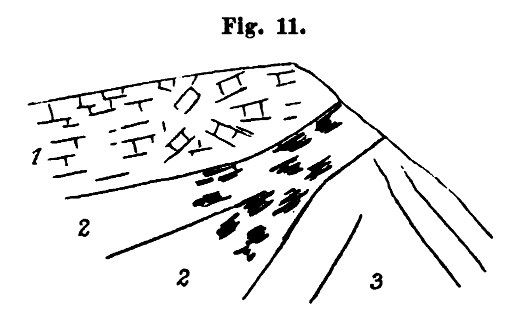
Auf der Höhe des Gemeindekogels finden sich vereinzelt auch



plattige Sandsteine der Gosau und graue dichte Kalke, welche an die Opponitzer Kalke und an den Kalk der Kössener Schichten erinnern. Im Graben selbst fand sich ein Block als Findling, der Muschelreste umschließt, darunter ein zweifelhaftes Stück von *Avicula contorta*. Auch *Anomia fissicostata* dürfte, nach Bruchstücken zu schließen, vorkommen. Dieser Findling stammt wohl vom Inzersdorfer Waldberge her. Die Annahme, daß der Gemeindekogel aus Liasgesteinen bestehe, scheint mir nicht sicher begründet zu sein, man hat es dabei wohl mit einer Blockbreccienanhäufung zu tun, die jurassischen oder kretazischen Alters sein könnte.

Am unteren Ausgange des kleinen Grabens am Gemeindekogel befindet sich ein neuer großer Steinbruch (Fig. 11), der behufs Schottergewinnung angelegt wurde, am äußersten Vorsprunge des Inzersdorfer Waldberges. Das jetzt im Abbau begriffene, von vielen Klüften durchzogene Gestein ist ein hellfarbiger, graublauer oder rötlicher Hornsteinkalk ohne deutliche Schichtung, mit Neigung zur Breccienbildung.

Fig. 11.



1. Sehr grobe Blockbreccie. — 2. Rote, tonigkonglomeratische Zwischenlage. — 3. Hornsteinkalk (Schottermaterial).

Eine Hauptkluft scheint diese feste Masse von aufgelockertem, reich zerklüftetem, mürbem Material, von dem den Hang zusammensetzenden Gestein zu trennen, welches abgeräumt und fortgeschafft wird. Dieses Material dürfte mit dem gegen Süden am Gemeindekogel auftretenden „Liasgestein“ übereinstimmen (1). Zwischen diesen beiden Gesteinspartien scharen sich Klüfte und in ihrem Bereiche tritt ein blutrotes, tonigkonglomeratisches Gebilde auf, bei dem man an Gosaukonglomerate mit reichlichem, tonigmergeligem Zwischenmittel denken könnte. Derartige tonige, rote Partien treten auch in dem nördlicher gelegenen neuen Aufschlusse, an den Brustwänden, zutage. Man wäre versucht, an eine Überschiebung der Hangendpartie gegenüber dem liegenden hornsteinreichen Hauptschottermaterial zu denken. —

Zwischen dem Inzersdorfer und Vösendorfer Waldberge wurde neuestens eine Straße angelegt, welche zu einem neuaufgeschlossenen Steinbruche führt. Derselbe liegt dort, wo der Weg über den Sattel zwischen Vösendorfer Wald und dem Kleinen Sattelberge nach Süden herabkommt.

Hier steht typischer, lichtrötlicher Lias-Crinoidenkalk an, der klippenartig aufragt und sich nach NW hin gegen die Höhe des Kleinen Sattelberges hinanzieht. Es ist echter Hierlatzkalk, fast nur aus Crinoidenstielgliedern bestehend, vollkommen übereinstimmend mit dem Crinoidenkalke auf der Gießhübler Viehweide gegen den Nackten Sattel hin. Terebrateln und Rhynchonellen finden sich hier wie dort. Eine der Terebrateln erinnert an *Terebratula sinemuriensis Oppel* (1861). Eine kleine *Rhynchonella* mit sieben mittleren Rippen auf der kleinen Klappe dürfte zu *Rhynchonella polyptycha Oppel* (l. c. 1861, Taf. XII, Fig. 4) zu stellen sein. Eine glatte kleine *Pecten*-Schale erinnert an *Pecten strionatus Quenst.* (Jura, Taf. XVIII, Fig. 21), doch lassen die Ohren keine Streifung erkennen, wogegen die beiden Seitenränder etwas furchig eingedrückt erscheinen. Man könnte auch an *Pecten liasinus Nyst-Oppel* denken.

An der kleinen Waldstraße zwischen dem Inzersdorfer und Vösendorfer Walde finden sich Gosausandsteine und Hornsteinbreccien. Bis zur Kammhöhe hinauf halten die roten (Lias-) Kalke an. Am Nordhange. bis weit hinab ist das Gestein unter einer Humusdecke verborgen, ähnlich wie am Inzersdorfer Waldberghange. Die Findlinge sind durchweg rote und rötliche Crinoidenkalke. Weiter unten finden sich wieder solche aus grauem Hornsteinkalke auf der sanften Böschung. Die mergeligen Aptychenkalke des nahe im Osten liegenden Zementbruches reichen etwa bis zur Höhe von 400 *m* in den Graben hinauf. Im Zementsteinbruche sind die Schichten, wie es in dieser Gesteinsart gewöhnlich ist, vielfach gestört. Auf der nördlichen Seite scheinen sie N—S zu streichen bei westlichem Verflächen. Weiter im Süden streichen sie W—O und verflächen nach Süd.

Auf Sturs Karte ist der Vösendorfer Wald als Opponitzer Dolomit eingezeichnet, was auf meinem Wege durchaus nicht stimmt; gerade im Vösendorfer Walde erreichen die Liaskalke wohl ihre bedeutendste Entwicklung. —

Der Dolomit des Sonnberges reicht hinan bis an den Vorderen Föhren- und den Parapluiberg. An der Straße unterhalb der Waldschenke treten neokome Mergelkalke auf, welche ähnlich so wie am Goldbühel oberhalb Perchtoldsdorf an die Gosausandsteine und Gosaukonglomerate angrenzen. In den Konglomeraten unterhalb der Waldschenke treten rote Hornsteine auf. Etwas weiter hinab stellen sich die Dolomite und dolomitischen Kalke ein, welche anhalten bis über den Einstieg in den Graben, der zur Fischerwiese hinabführt, und noch etwas darüber hinaus.

Von der Einmündung des blaumarkierten Weges der nach Perchtoldsdorf führt, in der Nähe des „Steinmandl“, stieg ich gegen Süd in den Kardinalwaldgraben hinab, über humosem Waldboden, in dem sich nur Dolomit und Dolomitbreccienmaterial findet, ohne daß man an dem ganzen Steilhange anstehendes Gestein anträfe. Im Graben aufwärts fanden sich Brocken von rötlichgrauen und grauen, weißaderigen Kalken, die sowohl vom Hange im Perchtoldsdorfer Kardinalwalde, als auch von den nördlichen Hängen herstammen. Auch auf dem westlich von der Kote 465 *m* gelegenen, ganz flachen

Sattel fand sich, bis zu dem Wege zwischen dem genannten Rücken und dem Vösendorfer Walde, nichts anderes. Neokom konnte ich nicht auffinden. Weiter unten, auf dem oberen Wege gegen den Zementsteinbruch hinab, fanden sich dagegen anstehend graue hornsteinführende Kalke und Hornsteinbreccien, sowie rötlichgraue Kalkbreccien mit gelbbräunlichem Bindemittel. Auch dolomitische Kalke fanden sich in Findlingen. Anstehende Dolomite, wie sie Stur angibt, habe ich auf meinem Wege nicht angetroffen. Im Graben selbst treten etwa 20 *m* über dem Steinbruchplanum zuerst etwas dunkelfarbige sandige Mergelschiefer und dann lichtgelblichgraue, dichte Mergelkalke mit lichtfarbigem Hornstein auf. Die ersteren enthalten auch graugrüne Sandsteine mit reichlichem mergeligen Bindemittel. Dieses nimmt überhand und enthält die Limonitflecken. Ein unbestimmbarer Ammonit und *Aptychus cf. Seranonis* wurden aufgefunden. Auch ein Stück eines Belemniten, Stücke von *Aptychus angulicostatus* und *Aptychus cf. Mortilleti Pict. und Camp.* (mit nach rückwärts auslaufenden Linien) wurden gesammelt.

Am Südhange des Kleinen Sattelberges, genau NW von der Höhe des Inzersdorfer Berges, stehen unten rötliche und grünlichgraue, zum Teil dickbankige, zum Teil schiefrigplattige Hornsteinkalke an, welche von SW nach NO streichen und gegen NW verflächen. Sie reichen etwa 30 *m* hoch am Abhange hinan, dann folgen etwa 40 *m* mächtig die typischen Crinoidenkalke, während auf der Spitze und bis etwa 15 *m* unter dieselbe reichend licht- und dunkelfarbige, rötliche mergelige Kalke mit rotem Hornstein auftreten.

Ganz ähnliche Hornsteinbreccien treten auch in dem erwähnten unteren Steinbruche neben der Fahrstraße zum Kleinen Sattel auf.

Am Osthange des Nackten Sattelberges (526 *m*) kommt man zuerst über Neokommergel, dann über sandige Kalke (mit jenen am Kleinen Sattel übereinstimmend). Auch feinkörnige Gosaubreccien treten auf. — Der ganze Nordhang ist wieder mit dicker Humusschichte bedeckt. Auf dem Abstiege, entlang der Schneise im Walde, fand sich auch nicht ein Stein. Unten am grünmarkiertem Wege liegen dann wieder die Gosaubreccie, neben Fleckenmergeln und typischem feinkörnigen Gosausandstein. Es fand sich auch Neokomkalk wie am Flösselberge, und zwar mit einem kleinen Belemniten.

Den Großen Sattelberg (560 *m*) stieg ich an seinem Osthange an der Schneise hinan. Hier stehen nur typische Neokomkalke mit Belemniten und Aptychen an, bis zu etwa 40 *m* Höhe, in Felsriffen vorragend.

Darüber folgen, an dem kleinen Waldwege, der in der Isohypse verläuft, rote Mergel mit Hornstein, undeutliche Fossilien führend. Dann kommt man gegen den Gipfel, auf einer kleinen Vorstufe, auf hellgrauen, weißaderigen Kalk ohne Fossilien und zu oberst auf Kalk, in dem sich an einer Stelle auf der Kammhöhe hochgewundene kleine Gastropoden fanden. Von eigentlichem Opponitzer Dolomit (Sturs Karte) auf meinem Wege keine Spur!

Erst südwestlich von der Spitze treten dolomitische Breccien auf, darüber graue und rötliche Kalke (vielleicht obere Trias), SW—NO streichend und nach S einfallend.



Gegen die Straße über den Großen Sattel liegt ein alter verlassener Aufschluß in den grauen (Trias-) Kalken.

Auf der Fahrstraße zum Predigerstuhl (gelbe Markierung) rechts Dolomitbreccien. Die Straße ist in dieselben eingeschnitten. Darüber rote Gosaukonglomerate und rote Mergelschiefer. Der Predigerstuhl besteht aus festem, zur Breccienbildung geneigten Triasdolomit. Auch an der Gießhüblerstraße, unterhalb der Serpentine, stehen Dolomit und Dolomitbreccien an, zum Teil von Mergelschutt überdeckt, bis zum grünmarkierten Wege reichend. —

Von Gießhübl aus besuchte ich auch den Tenneberg. Zunächst fielen mir die anstehenden Felsen unterhalb der großen Straßenbiegung der Sattelstraße (SW davon) auf.

Es sind Dolomitbreccien, welche in Bänken auftreten, ganz so, wie dies im Gebiete des Hauptdolomits der Fall ist.

Beim Aufstiege zur Plateauhöhe des Tenneberges fand ich sie fort und fort bis auf die kleine Vorstufe der Höhe, etwa 40 *m* über dem unteren Vorkommen. Gegen N, den steileren Hang hinauf, kommt man über graue dichte Kalke und weiterhin am Westrande auf graue, feinkörnige, sandige Kalke unbestimmbaren Alters. (Sollten diese Kalke von Stur als Dogger genommen worden sein?) Hie und da finden sich wohl Rollsteine von Hornsteinkalken, welche aber erst oben auf der Höhe anstehen, wo sich auch ein *Aptychus* fand. Die Verhältnisse liegen somit hier ganz anders, als nach der Sturschen Karte anzunehmen wäre. Die roten Lias-Crinoidenkalke stehen nur in dem Steinbruche an und halten nur bis an den Waldrand an, bilden sonach hier nur ein räumlich beschränktes Vorkommen. Sicher als Dogger zu deutende Gesteine konnte ich nicht finden, wohl aber offenbar diskordant über den Lias- und vielleicht Triaskalken („graue dichte Kalke“) oberjurassische oder neokome rote Aptychen-Hornsteinkalke. Die letzteren bilden zu oberst Bänke, welche gegen den Sattel hin kleine Wände im Walde bilden (Fig. 12). Auf der Plateauhöhe fanden sich gegen den Westhang zu, der steil gegen den Finsteren Gang abfällt, hie und da feinkörnige plattige Gesteine; die auf Gosau schließen lassen. Bekannt sind die Steilhänge des Westhanges, welche eine ziemliche Strecke weit steile Mauern bilden, als wäre eine Scholle von Nordwesten her an die jüngeren Gesteine des Plateauberges angepreßt. Hier zeichnet Stur Dogger ein. Mir schien es, als wären es obertriassische Riffkalke und dolomitische Kalke. Sie sind hellgrau, dicht, teilweise aber auch halbkristallinisch. Hinter der Wand, und zwar nahe dem unteren Ende, aber am Rande oben, fand ich einen Block des lichtgrauen Kalkes, welcher einige Fossilien, darunter Korallen, umschließt. Es ist ein dichter Kalk mit vielen rundlichen, großoolithischen Einschlüssen. Ich konnte dabei, wie gesagt, nur an gewisse obertriassische Riffkalke denken, wie solche zum Beispiel Bittner (Hernstein, pag. 135) am Hirnflitzstein gegen die Hohe Wand hin angetroffen hat, die von ihm dem Alter und der Fazies nach als „Hallstätter Kalk“ bezeichnet worden sind, während Fr. v. Hauer solche „Riesenoolithe“ als in die Stufe der Wettersteinkalke gehörig angesehen hat (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1872, pag. 209).

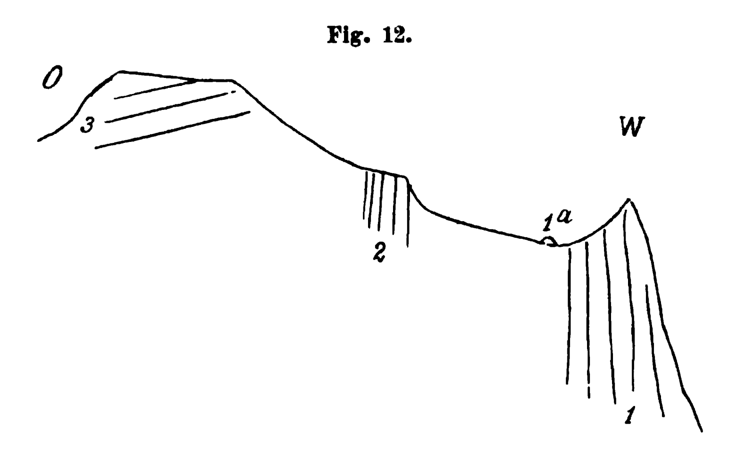
Ein recht ähnliches hellgraues, großoolithisches Gestein liegt

im Innsbrucker Universitätsmuseum vom Stanerjoch mit *Gyroporella aequalis*" aus den „Chemnitzienschichten"; freilich konnte ich daran die Gyroporellenstruktur nicht erkennen.

Eine undeutliche kreiselförmige Schnecke aus dem erwähnten Findlinge hinter den Riffen könnte als *Trochus* oder *Turbo* gedeutet werden.

Im südlichen Teile des Tennebergs stehen dolomitische Kalke an. Auf der Vorhöhe im SW (Kote 473) graue Kalke, westlich davon, gegen die Wände hin, finden sich wieder Breccien mit rotem Hornstein, Gesteine, welche an jene in dem Steinbruche am Osthange des Inzersdorfer Waldes erinnern. Auf der Kammhöhe des Tenneberges fand ich auch graue dichte Mergel, die wie Neokommergel aussehen.

Fig. 12.



Querschnitt durch den nördlichen Teil des Tenneberges.

1. Wandkalk (Trias). — 1*a*. Findling von großoolithischem Kalke mit Korallen. — 2. Grauer Kalk. — 3. Roter Hornsteinkalk.

Gerade dieser Teil der Karte (der Tenneberg und die Sattelberge) wird noch weitere Begehungen erfordern, um die verwickelten Verhältnisse klarzulegen und obwaltende Zweifel zu beseitigen.

Auf dem Wege in den Finsteren Gang oberhalb des Jägerhauses, nach der Abzweigung des Fußweges nach Gießhübel, erhebt sich, am linken Hange, rechts vom Wege, ein scharfer Grat, mit Wände bildenden Felsen aus Mergelkalken, welche spärliche Aptychen enthalten und das Aussehen von neokomen Fleckenmergeln besitzen. Hier fand ich, neben Aptychen, auch in einem etwas feinsandigen Mergelkalke ein kleines Bruchstück eines Ammoniten, der mit einfachen, an der Externseite verdickten und leicht nach vorn gezogenen Rippen versehen ist. Auch ein geradegestreckter Steinkern (*Baculites*) hat sich vorgefunden. Etwas oberhalb traf ich helle, hornsteinführende Kalke. Am sanfter geböschten Hange des Mitterberges tritt ein Kalksandstein der Gosauformation (Inoceramenbruchstücke umschließend), weiter aufwärts im Tale aber treten auch graue fleckige

Kalke mit undeutlichen Spuren von Fossilien auf. Eine Altersbestimmung der letzteren vorzunehmen, gelang mir hier nicht. —

Vor der nächsten Talgabelung treten rechts vom Wege nach Kaltenleutgeben (grüne Markierung) Wände auf: eine große Scholle aus rötlichgrauem Kalke mit winzigen spätigen Einschlüssen und mit weißen Calcitadern; viele Rutschflächen. Diese Kalke bezeichnete Stur als Dogger. Mir gelang es nicht, irgend etwas Bestimmbares zu finden. Dagegen fand ich gleich darauf, noch im Bereiche dieser Felsmassen, sichere Lias-Crinoidenkalke mit *Avicula inaequivalvis* mit kleinen glatten, und größeren gerippten *Pecten*-Schalen und mit kleinen und größeren Rhynchonellen. Es ist zweifellos ganz dasselbe Gestein wie an der Sattelstraße oberhalb Gießhübel auf der Viehhalde. An der nächsten Talgabelung beginnt der eigentliche Finstere Gang. Am rechten Hange des Einganges stehen, an dem Kaltenleutgebener Wege, und zwar rechts (östlich), hydraulische Mergel und graue dichte Mergelkalke mit spärlichen, aber sicheren Aptychen an, welche behufs Schottergewinnung für den Waldweg aufgeschlossen wurden, Gesteine, welche ganz jenen des Neokom-Aptychenkalkes am Flösselberge gleichen. Sie dürften hora 10 streichen und verflächen gegen NO.

Bald beginnen auf der linken Talseite des Finsteren Ganges die Kalkwände, von welchen wieder wie weiter unten die typischen Liasgesteine (Crinoidenkalke) und die rötlichgrauen, weißaderigen Kalke herabkommen. Bald stellen sich rote Hornsteinkalke ein, worauf dann bis zur Sattelhöhe Mergelkalke mit sehr spärlichen Spuren von Aptychen anhalten, die am linken Talhange in niederen Felspartien anstehen und stellenweise ungemein reich, förmlich netzartig von Calcitadern durchschwärmt sind. An einer Stelle am linken Grabenhange, etwa 70 *m* über der letzten Talgabelung, stehen graue und rötliche sandige Kalke mit Hornstein an, bei welchen man an Jura denken könnte. Die stratigraphischen Verhältnisse sind sonach etwas anders, als nach der Sturschen Karte zu erwarten gewesen wäre. Der Finstere Graben mündet oben in die Sattelstraße aus, und zwar dort, wo sich das durch Ebenführer bekannt gewordene Neokomvorkommen befindet.

Auf der Sattelstraße (Hochstraße) von Gießhübel bis an den Tiergarten von Sparbach.

Zunächst verläuft die Straße im Bereiche der Gosausandsteine mit mergeligsandigen Zwischenlagen, welche im oberen Teile des Dorfes Gießhübel unmittelbar unter den Häusern anstehen. Sie streichen hier westöstlich und verflächen gegen Süd in geringer Neigung, bis zu 15°. An der ersten Straßenwendung auf der „Viehhalde" stehen Gosaubreccien an, welche zumeist aus Dolomitbrocken bestehen. Nur vereinzelt finden sich auch dunkle Hornsteineinschlüsse. Der Lias-Crinoidenkalk ist links von der Straße in einem größeren Steinbruche aufgeschlossen und reicht den Hang hinauf bis an die Waldgrenze. Die Sattelstraße erreicht er nicht.

Die beiden Steinbrüche auf der Gießhübler Viehweide sind in ganz verschiedenen Gesteinen angelegt.

Der untere zeigt von oben nach unten: Zu oberst eine jüngere Schuttmasse als Decke, darunter eine mächtige Masse von Dolomit-

breccien, von einer hora 8 ziehenden Verschiebungskluft durchsetzt. Zu unterst treten im nördlichen Teile des Aufschlusses hornsteinführende Kalke auf.

Im oberen Steinbruche stehen die Crinoidenkalke des Lias („Hierlatzschichten") an. An einer N—S streichenden und steil mit 65° gegen O verflächenden Kluft erkennt man recht wohl die Schichtung des Kalkes: Streichen W 10° N — O 10° S. Zwischen dieser und einer zweiten nördlicher liegenden Kluft ist die Liaskalkscholle abgesunken. Eine zweite Hauptkluft setzt im nördlichen Teile des Aufschlusses nach hora 2 hindurch. —

An der Straße am Nackten Sattel stehen die eigentlichen Crinoidenkalke nicht an. Dagegen sieht man an einem Straßenanschnitte rechts in kurzer Erstreckung braunrote Kalke (Jura) und Breccien aufgeschlossen, worauf am Sattel selbst Hornsteinkalke mit westlichem Einfallen und darüber die von E. Ebenführer aufgefundenen und von Uhlig (1884) besprochenen ammonitenführenden, schiefrigen Neokommergelkalke und Kalkmergel folgen, welche stellenweise breccienartig werden und mit grünlichen und rötlichen Mergeln wechsellagern. Sie halten an bis gegen den grünmarkierten, nach Perchtoldsdorf führenden Weg, wo sie an Dolomitbreccien angrenzen. Brecciendolomit und Dolomit hält nun gegen den Predigerstuhl eine Strecke weit an und wurde durch hohe Abgrabungen auf der Nordseite der Straße aufgeschlossen, woraus hervorgeht, daß die Ausdehnung der Gosaukonglomerate auf der Sturschen Karte etwas einzuengen ist.

Der Hauptdolomit des Predigerstuhles steht offenbar zu den Dolomiten an der Sattelstraße in einer Beziehung und anderseits zu jenen des Zuges, der über den Julienturm und, nach kurzer Unterbrechung, zu den Föhrenbergen sich erstreckt. Er reicht bis gegen das Rote Brünnl hinab. Vom Roten Brünnl gegen SSW Gosaukonglomerat, welches auch gegen NNW den Hang hinan anhält, wo ich es bis zirka 50 *m* über das Brünnl hinauf angetroffen habe.

Bei der Einmündung der Straße über den Großen Sattel stehen helle Kalke an, welche auch gegenüber und gegen den Eisgraben auftreten. Am Wagneracker schnitt man beim Straßenbau die typischen hydraulischen Mergel mit den ockerigen Einschlüssen an, welche das Gebiet der ganzen großen Wiese im Eisgraben einnehmen und anhalten bis zur Abzweigung des Weges zur Gaisbergmeierei, wo Dolomite anstehen. Im Hangschutte verrät sich die Nähe von anstehenden Kössener Schichten. Die große Wiese zwischen dem Gaisberge und dem nördlichen Mitterberge liegt jedoch gleichfalls auf den Neokommergeln. —

Auf dem Wege über den südlichen Mitterberg gegen das Wassergespreng mögen meine Wahrnehmungen mit den Angaben der Sturschen Karte übereinstimmen. Am Mitterberge findet sich im Walde weithin kein Stein; was sich gegen Süden und Südwest findet, spricht für die Stursche Annahme, daß man sich im Gebiete der Gosausandsteine bewege.

4. Vorderbrühl—Liechtenstein.

Oberhalb der „Klausen", die in ihrer Gänze nur in Opponitzer oder Hauptdolomit eingeschnitten ist — eine Trennung in zwei Dolomithorizonte ist, wie schon Bittner in den Erklärungen zu Sturs Karte (1894) hervorgehoben hat, einfach unmöglich — schiebt sich am linken Ufer des Mödlingbaches zwischen den Hängen an der Westseite der Dolomite und dem Grillenbühel ein niederer Querrücken vor (280 *m*), der auf Sturs Karte (1894) als aus Gutensteiner Kalk bestehend bezeichnet ist. Durch denselben ist der Stollen zu dem Gipsstocke dahinter getrieben. An seinem Westhange stehen zweifellos Werfener Schiefer an, von rötlicher und grünlicher Färbung, mit glimmerigen Schichtflächen und mit spärlichen Abdrücken von *Pleuromya*-artigen Schalen. Auch kleine an *Posidonomya aurita* erinnernde Abdrücke habe ich gesehen, mit konzentrischen Linien und Radialstreifen am Stirnrande.

Daß schwarze und weißaderige Kalke (Gutensteiner Kalk) damit im Zusammenhang stehen, scheint mir zweifellos zu sein; ich fand links vom Promenadewege gegen die Urlauberkapelle mehrfach Schollen und Trümmer davon, mit höckerigen Oberflächen (wie bei den Plattenkalken von Weißenbach) und mit tonigen Überzügen. An der Südostseite aber fand ich wiederholt plattige Stücke und auch Blöcke, ganz erfüllt von flachen und glatten *Pecten*-Schalen, die alle in paralleler Stellung auftreten und hie und da die für *Pecten filosus* so bezeichnende Zickzackstreifung erkennen lassen. Es sind zumeist kleinere Individuen bis zu 3 *cm* Durchmesser, von schön symmetrischem Bau und mit gleichgroßen Ohren (meist linke Klappen). Am südlichen Steilhange stehen rötlichgraue lichte Kalke mit Kalkspatadern an und darüber scheinen die Hauptdolomite zu lagern. Das Streichen der Kalke ist W—O mit südlichem Verflächen (60—70°).

Weiter im Norden, gegen die Sandgrube hin, steht auf der östlichen Seite ein lichtgrauer Kalk mit weißen Kalkspatadern an, der eine Menge von undeutlichen Fossilien enthält (Bivalven und Brachiopoden). Auf dem Rücken selbst liegt Blockwerk verschiedener Art herum; so in dem kleinen Föhrenwäldchen rötlichgraue, weißaderige Kalke mit Hornsteineinschlüssen, an gewisse noch zu erwähnende Anningerrhätgesteine erinnernd.

Zu den Werfener Schiefergesteinen gehören offenbar auch gewisse Kalke mit Fossilien; so Kalkschiefer mit glimmerigen Schichtflächen und vereinzelten Crinoidenstielgliedern, solche mit Gastropoden (vielleicht *Naticella costata*) und mit ziemlich großen Myophorien (vielleicht *Myophoria cardissoides*). Die letzteren finden sich in graugrünlichen, feinkörnigen Kalken mit vielen Glimmerschüppchen. Auch rötlichgraue Kalke mit Pleuromyen (*Pleuromya fassaënsis* oder *Pleuromya musculoides*) fanden sich. Auf einem grauen, feinsandigen, fast dicht zu nennenden Kalke fand sich ein Körperchen, welches mich an *Accrodus Gaillardoti Ag.* erinnerte, wenngleich die Ornamentierung der Oberfläche etwas gröber ist. Ein dichter grauer Kalk mit gelbgefärbten, walzlichen Ein-

schlüssen von elliptischen (vielleicht durch Pressung deformierten) Querschnitten fand sich gleichfalls.

Der besagte Rücken dürfte sonach aus Werfener Schiefer und den Kalken in seinen Hangendpartien, aus Gutensteiner Kalk und aus Opponitzer Kalk und -Dolomit bestehen, sonach von komplizierterem Baue sein, als man nach Sturs Karte annehmen müßte. Wenn sich auch sichere Wengener Schichten oder Lunzer Sandsteine gefunden hätten — ich fand nur einen feinkörnigen Kalkschiefer, der an *Cardita* erinnernde, schlecht erhaltene Muschelreste lieferte — so wäre kaum zu bezweifeln, daß dieser Rücken als die Fortsetzung der unteren Trias am Nordfuße des Kleinen Anninger aufzufassen sei, was bis nun nur als eine Vermutung angedeutet werden kann. Vielleicht gelingt es bei neueren Aufschlüssen, eine vollkommene Aufklärung zu gewinnen.

Das Gipsvorkommen, nur von Schuttmassen überdeckt, scheint hora 3—4 zu streichen und nach S einzufallen (im großen alten Schachte). Es ist von roten und grünen Schiefern und Letten begleitet. (Aus einem älteren Notizbuche.)

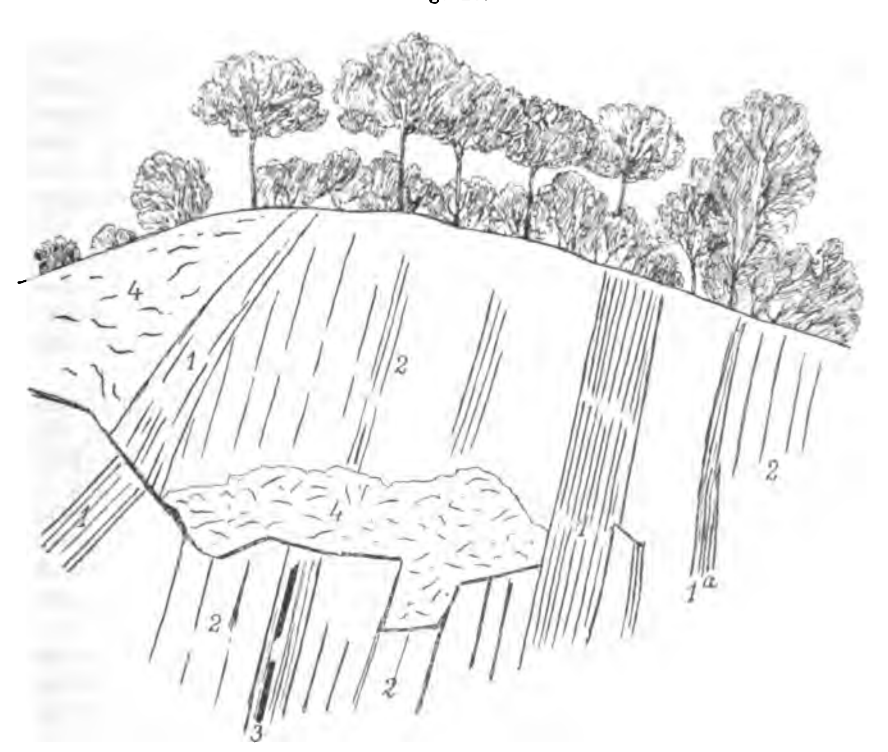
Die kleine Anhöhe beim Stollen zum Gips des Wagnerkogels (Kote 280) ist jetzt durch eine neu angelegte Straße, die zum Hotel Radetzky hinaufführt, aufgeschlossen. Am Beginne dieser Straße stehen helle dolomitische Kalke an, ganz ähnlich jenen am Westhange des Kalender- oder Kirchberges; unter denselben lagern dünnplattige, etwas mergelige Kalke (Streichen NO—SW mit SO-Verflächen unter 40°), mit der Lumachelle der Opponitzer Kalke von hellrötlichgrauer Färbung, mit Ostreen, *Pecten filosus v. H.* und unbestimmbaren *Myacites*-artigen Bivalven. Hier fand sich ein Findling mit scharfkantigen Pentacrinitenstielgliedern, deren Seitenfurchen tief eingreifen, wodurch sie sich von *Pentacrinus bavaricus Winkl.* ganz bestimmt unterscheiden und jenen Stielgliedern ähnlich werden, welche ich beim Weißen Kreuz am Hundskogel in den dortigen Reiflinger Kalken aufgefunden habe.

Weiter hinauf sind die dunkelklüftigen dolomitischen Kalke in einem Straßeneinschnitte tief aufgeschlossen. Auch förmliche Breccienkalke treten wohlgeschichtet auf. Nach der Einsattelung des schmalen Rückens stehen im Föhrenwalde, gegen das genannte Hotel hin, dichte lichtrötlichgraue Kalke an, welche eine Menge kleiner Fossilien enthalten, darunter auch eine biplikate kleine *Terebratula*, die ich als *Waldheimia gregaria Suess* ansprechen möchte.

Auf der Sturschen Karte wird in der Senke zwischen dem Wagnerkogel und dem Kalenderberge „Gosau" eingezeichnet. Ich muß gestehen, daß es mir nicht gelungen ist, neben den Brocken verschiedenen Alters, anstehendes Gestein aufzufinden. Man hat es dabei offenbar mit Schuttanhäufungen jüngeren Alters zu tun, ein Material, welches aus aufgelösten Konglomeraten herstammen mag, wie diese an dem vom Hotel Radetzky nach dem Liechtenstein führenden Wege und gegen das „Urlauberkreuz" hin, sowie in den bekannten Aufschlüssen an der Ostseite des Grillenbühels anstehen. Es sind ausgesprochene Breccien von feinerem und gröberem Korne, in mächtigen, horizontal lagernden Bänken geschichtet und von Saigerklüften durchsetzt. Die dolomitischen Brocken sind vielfach zelliglöcherig ausgewittert. Von Fossilresten keine Spur. Altersbestimmung

daher unmöglich. Das petrographische Aussehen und die Zusammensetzung dieser Massen gleicht auffallend den Congerienbreccien, wie sie hinter dem Richardshofe, freilich in etwas größerer Seehöhe, auftreten; auf jeden Fall ist diese Ähnlichkeit größer als jene mit den Konglomeraten und Breccien des Leithakalkhorizonts. Am Nordrande des Grillenbühels fand ich nur Kalksteinschutt und die jungtertiäre Breccie.

Fig. 13.



1. Braunrote, zum Teil auch grünliche Schiefer (Werfener Schiefer) und Schieferletten mit spiegelnden Druck- und Schubflächen. — 1 *a*. Grünlicher, glimmeriger, schiefriger Sandstein. — 2. Quarzitsandstein (Quarzit) von weißer Farbe. — 3. Dünnschiefrig, mergeliglettiges Gestein von gelbbräunlicher Färbung mit Kohlenschmitzchen. — 4. Schutt.

An der Gießhüblerstraße, oberhalb des Urlauberkreuzes, stehen am Straßeneinschnitte, nahe dem Waldrande, typische Werfener Schiefer an, und zwar an der östlichen Seite, während Rauchwacken an der westlichen Seite auftreten. Die Schichten fallen gegen NO ein, und zwar so, daß die Werfener Schiefer unter die Rauchwackenkalke einfallen. —

An dem alten Gehwege aus der Brühl nach Gießhübel, der am

Grillenbühel westlich vorüberführt, fand ich Quarzitsandstein anstehend ganz ähnlich jenem weiter oben am Grillenbühel selbst anstehenden.

Hinter dem Hause Nr. 103 sah ich (schon 1873) einen Aufschluß dieses Quarzitsandsteines, in welchem ein dünnschiefriger, mergeliger Sandstein mit kleinen Kohlenschmitzchen auftritt, eine überaus eigenartige Erscheinung, weshalb ich eine Ansicht dieses Aufschlusses, wie ich sie (1873) gezeichnet habe, beifügen will (Fig. 13).

In Bittners Hernsteinwerk (1882, pag. 52) wird aus dem Bereiche des im Südwesten angrenzenden Gebietes nach einer Angabe von Cžjžek (1851) eines grauen quarzreichen Sandsteines aus dem Gipsvorkommen von Groisbach, SW von Alland, Erwähnung getan. Das Gestein des Aufschlusses am Grillenbühel ist aber petrographisch als ein quarzitartiger, massiger Sandstein oder geradezu als Quarzit zu bezeichnen. Noch auffallender ist das Auftreten der Kohlenschmitzchen. Dasselbe könnte an die Lunzer Sandsteine erinnern. Aber auch die Lunzer Sandsteine haben ein ganz anderes Aussehen. Nun ist aber im ganzen Bereiche der mesozoischen Zone ein derartiges Vorkommen meines Wissens nie beobachtet worden.

Der Aufschluß ist noch jetzt sichtbar, wenn er auch verbaut und schwer zugänglich geworden ist. Der Steilhang des Nachbarhauses (Gießhüblerstraße Nr. 4, alt 192) wurde 1904 frisch abgegraben und besteht aus grellroten und frisch grünlich gefärbten typischen Werfener Schiefern.

Ich habe bei meinem letzten Besuche dieser Lokalität eine kleine Menge der mulmigkohligen Substanz mitgenommen und dieselbe im Laboratorium meines Freundes und Kollegen B. v. Jüptner untersuchen lassen. Das Untersuchungsergebnis war das folgende:

Gas . . .	21·14%			
Koks . . .	78·85%			
Asche . .	58·68%	und zwar	$Fe_2O_3 + Al_2O_3$	16·6 %
			CaO	6·1 %
			MgO	1·36%
			Rest (SiO_2) . .	24·62%

Von der Gesamtmenge der mitgenommenen Probe entfielen also nur 41·4% auf Kohle. —

An der Nordwestseite des Grillenbühels, am Abhange gegen den Halterkogel, stehen dunkelgraue, weißaderige, plattige Kalke an, welche durch eine unbedeutende Einsenkung von der Kuppe geschieden sind. Sie werden als Plattenkalke des Gutensteiner Horizonts zu betrachten sein, mit tonigmergeligen, sehr dünnen Zwischenmitteln. Unter der Villa auf der Höhe des Bühels steht, wie erwähnt wurde, ein quarzitischsandiges Gestein an. Zwischen der Villa und dem östlich davon liegenden Neogenkonglomerat liegt ein Aufschluß in grauem, gelbfleckigem, zu Schutt zerfallendem Dolomit. Östlich davon liegt gegen das „Urlauberkreuz" hin ein kleiner Lappen von neogenem Konglomerat.

Es ist in der obersten Lage ein Blockwerk, hauptsächlich aus dolomitischem Material bestehend, aber auch Gutensteiner Kalkblöcke



und Rollsteine mit Neigung zur Zellenkalkbildung liegen darin. Es wurde schon erwähnt, daß ich dabei an Ort und Stelle an die Congerienkonglomerate erinnert wurde. Fossilreste konnte ich jedoch nicht auffinden.

An der Westgrenze des Dolomits des Kalenderberges (beim Gasthofe „zum Feldmarschall Radetzky") zeigt sich der feingrusige Zerfall des Dolomits sehr hübsch (Reib- und Bausandgrube, auch Wegschottergewinnung). Die aufgelockerten Schichten (sie streichen hora 5) zeigen am Hange die Umbiegung im Sinne des Hanges.

Die „Drei Steine" („Drei Stoan") im Westen des Hühnerkogels, an der Straße von Gießhübel nach der Vorderbrühl, klippenförmig aufragende Felsschollen, erscheinen an die Gosausandsteine angepreßt. Ein alter Aufschluß im Westen, ganz nahe der Straße, läßt die Lagerungsverhältnisse recht gut erkennen. Die Kalke sind rauchgrau, dicht und etwas löcherigzellig. In einzelnen Bänken finden sich in den Kalken ganz eigenartige, winzige, hie und da gabelig- bis sternförmig gruppierte, auf den Oberflächen linealisch verlaufende Hohlräume. Die Schichten streichen W—O (hora 5—6) und verflächen etwa mit 25° gegen S. Es sind zweifellos Gutensteiner Kalke, die im Liegenden auf etwas dolomitischen Breccien lagern. Von Fossilresten fand ich nichts als Andeutungen des Vorkommens von *Myalina*-artigen Abdrücken in Steinkernen. —

Der Große Rauchkogel (305 *m*) besteht aus typischen Reichenhaller oder Gutensteiner Kalken. Auf der Höhe, bei dem Gemäuer, und zwar an den Steilwänden, streichen die Schichten hora 9 und verflächen steil (mit 60—70°) gegen N. Es finden sich hier zwischen dickeren Bänken, ganz ähnlich wie bei der Feste Liechtenstein, dünnplattige Lagen und diese sind es, welche reich sind an den bezeichnenden Fossilien. Kleine Muschelreste herrschen vor, *Natica Stanensis* findet sich jedoch gleichfalls. Auf der West- und Nordseite erkennt man die Überlagerung durch Gosausandsteine sehr deutlich. —

Das kleine Riff des Kleinen Rauchkogels, welches das Gemäuer einer künstlichen Ruine trägt, besteht aus dunkelgrauen, weißaderigen, dolomitischen Kalken, die dem Gutensteiner Horizont zuzuweisen sind. Dieselben sind zum Teil dünnplattig, mit höckerigen Schichtflächen, ganz ähnlich jenen im Hinterbrühler Vorkommen (gegen Weißenbach). Es fanden sich nur undeutliche Muschelspuren (vielleicht von Pleuromyen). Die dünnen Zwischenmittel sind gelbbräunlich gefärbt. Das Gestein ist nach drei Richtungen zerklüftet, mit Rutschflächen, so daß sich die Streichungsrichtung nicht sicher feststellen läßt. —

Nach D. Sturs älterer Karte (1860) wurde der Burgfelsen des Liechtenstein als Dolomit bezeichnet, nach der neuen Karte vom Jahre 1894 aber als Reiflinger Kalk (Plattenkalk). Felix Karrer hat in seinem großen Wasserleitungswerke (1877) das Stollenprofil des Wasserleitungsstollens durch den Hirschkogel (pag. 276 und 277) sehr genau zur Darstellung gebracht. Derselbe durchfährt von SO nach NW zuerst nach SO fallenden „dolomitischen Kalk" und weiterhin genau unter der Berghöhe „Tongips", der etwa 100 *m* weit anhält, worauf dann abermals dolomitischer Kalk und Rauchwacke (zusammen etwa 20 *m* weit anhaltend) folgen. Einfallen nach NW und von einem

etwa 2 *m* mächtigen Quarzit (!) und von Werfener Schiefer überlagert. Es sind dies Verhältnisse, welche sich nur schwierig deuten lassen, besonders die Auflagerung des Werfener Schiefers ist auffallend. Stur verlegt den Gips ganz in den Bereich des Werfener Schiefers und die Scholle von dolomitischem Kalke im N ist fortgelassen. Karrer schildert an der angeführten Stelle das zertrümmerte Gebirge recht zutreffend und betrachtet die Kalke als Gutensteiner Kalk. Warum Stur diese Deutung nicht angenommen hat, ist mir unbekannt. Ich habe schon im Jahre 1881 am Westende des Burgfelsens von Liechtenstein in den etwa hora 5 streichenden und ziemlich steil (bis 70°) gegen N einfallenden, wohlgeschichteten Kalken das Vorkommen kleiner Gastropoden und Bivalven nachgewiesen. Bei den ersteren glaubte ich zwei Formen unterscheiden zu können: eine stark bauchig gedrungene und eine etwas schlankere Form; die erstere verglich ich damals mit der *Natica Gaillardoti Defr.* (Benecke, Über einige Muschelkalkablagerungen der Alpen, Taf. I, Fig. 19), letztere mit *Natica gregaria Schloth.* (ebenda, Taf. I, Fig. 9). Alex. Bittner hat die Formen vom Liechtenstein als *Natica Stanensis Pichler* bestimmt, eine Art, von welcher nur eine Beschreibung Pichlers (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1875, pag. 273) vorliegt. Sie wird mit 10 *mm* Höhe und 9 *mm* Breite angegeben, während die Formen vom Liechtenstein viel kleiner sind. Noch häufiger als die kleinen Gastropoden finden sich kleine Zweischaler, welche wohl als *Gervilleia mytiloides Schl. sp.* angesprochen werden dürfen. Ganz dieselben *Gervilleia*-artigen Schälchen sammelte ich auch an den Hängen ober der Brühler Kirche am „Halterkogel“ und in den typischen Gutensteiner Kalken von Weißenbach—Hinterbrühl. Außerdem fand ich an dem Burgfelsen noch ein etwa 25 *mm* langes Knöchelchen von brauner Farbe, und zwar in einem etwas lichter graugefärbten Kalke. Dasselbe hat elliptischen Querschnitt und ließ eine leichte Längsstreifung erkennen.

Prof. Dr. Jos. Blaas war so freundlich, mir die von Ad. Pichler am Stanerjoche (Lebenberg) gesammelten Stücke mit *Natica Stanensis Pichl.*, *Myophoria costata Zenk. sp.*, *Gervilleia mytiloides Schl. sp.* zum Vergleiche zu übersenden. Die Übereinstimmung sowohl des Gesteines als auch der Einschlüsse organischer Natur ist eine geradezu überraschende, so daß, wie schon Al. Bittner erkannt hat, an der stratigraphischen Gleichheit nicht gezweifelt werden kann. Besonders die Stücke aus der Hinterbrühl sind in jeder Beziehung übereinstimmend. Am Liechtenstein ist das fossilienführende Gestein ausgesprochen plattig und von etwas hellerer Färbung, die Fossilreste stehen jedoch in vollkommenster Übereinstimmung, nur die *Myophoria costata Zenk. sp.* scheint noch seltener zu sein als am Stanerjoche. Die so bezeichnende typische, an der feinen Streifung des stark bauchigen letzten Umganges sofort zu erkennende *Natica Stanensis Pichl.* fand ich am Liechtenstein übrigens nur selten in mittlerer Größe, zumeist sind es, wie gesagt, hier und am großen Rauchkogel sehr kleine Individuen.

Die Kalkschollen in der Bruchzone vom Liechtenstein und Hirschkogel über die Drei Steine, den Grillenbühel, die Römerwand, den Hundskogel und die Felsen am Weißenbachkogel zeigen sehr ver-

schiedene Lagerungsverhältnisse. Während die Bänke am Liechtenstein hora 4—5 streichen und nach N verflächen (78°), ist das Verflächen bei den Drei Steinen gegen S gerichtet (50°). An der Römerwand (Halterkogel), oberhalb der Brühler Kirche, beobachtet man beinahe N—S-Streichen (hora 11—2) und östliches Verflächen (45°). Am Hundskogel ist das Hauptstreichen nach hora 4—5 mit südlichem Verflächen. Am Weißenbachkogel, nördlich vom Werfener Schiefer, streichen die Kalkbänke hora 4—5 und stehen auf dem Kopfe. Am großen Rauchkogel aber streichen die Bänke hora 9 und verflächen gegen N mit 60—70°.

Alle diese Schollen liegen, wenn auch von den Gosausandsteinen vielfach einseitig oder allseitig umhüllt, im Bereiche der Werfener Schieferzone. Daß der Werfener Schiefer unter der Gosaudecke durchzieht, hat ja das Gipsvorkommen unterhalb Hochleiten (Tietze 1873) auf das schönste bewiesen.

Was die Berge bei Perchtoldsdorf anbelangt (Leopoldsberg-Hochberg), so haben wir es dabei mit Dolomitschollen zu tun, welche die beiden genannten Kuppen zusammensetzen, während zwischen ihnen (Haidbergrücken) eine Zone von neokomen Mergelkalken bis an die Grenze des Tertiärs nach Osten reicht, also bis an den großen Bruchrand. In dem Graben, der südlich neben der Kirche von Perchtoldsdorf ausmündet (Unterer Saugraben), befindet man sich an der Südgrenze der dolomitischen Kalke des Leopoldsberges und der Mergelkalke, welch letztere aber etwas weiter gegen West reichen, als dies die Stursche Karte angibt, und zwar noch eine Strecke über die zu den Goldbühel-Steinbrüchen hinaufführende Fahrstraße hinweg. Dort, wo die neuen Föhrenaufforstungen am Nordhange des Haidberges sich befinden, etwas unterhalb jener Steinbruchstraße, also ein gutes Stück über die Sturscho Westgrenze hinaus, ragen einige Felsköpfchen auf. Hier stehen typische gelblichgraue Aptychenmergel an, mit spärlichen, aber sicheren Aptychen aus der Formengruppe des *Aptychus Seranonis*. Diese Mergel reichen etwas weiter abwärts auch auf das linke Ufer des Unteren Saugrabens („Kirchgrabens“) hinüber, und stehen auch in den kleinen Aufschlüssen an, welche sich im Westen der Umbiegungsstelle jener Straße an den flachen Hängen finden. Sie stehen auch außerhalb der großen Villa (OSO von der Kote 300) an der Kaiserin Elisabethstraße an, und reichen am Nordhange des Goldbühels hinan, bis über den alten Steinbruchfahrweg, wo ich gelegentlich auch einen *Aptychus* aufgefunden habe. Es sind schiefrige, zum Teil griffelförmig zerfallende Mergel, mit vielen Ockerflecken, ganz ähnlich jenen typischen Neokommergeln in den Zementmergelbrüche. Aber auch dünnplattige Mergelkalke, hellfarbig und mit mergeligen Zwischenmitteln finden sich vor. Am Goldbühel grenzen sie unmittelbar an die Gosaugebilde. Zunächst scheinen feinkörnige Breccien anzustehen, mit Inoceramenbruchstücken, ähnlich wie sie auch an der Westseite des Hochberges auftreten.

Wenn man die Schiegengrabenstraße nach aufwärts verfolgt, so kommt man an der Westseite des Kunigundenberges auf eine



neu angelegte Straße, welche in die von der Perchtoldsdorf-Brunnerstraße zum Tirolerhof und zu der „Zementfabrik" führenden Straße einmündet. Hier findet man gute Aufschlüsse an der östlichen Seite jener Verbindungsstraße: nach hora 4 streichende und mit 30° gegen S verflächende, dünnplattig zerfallende, flyschartige Sandsteine, mürbe, blutrote Mergelschiefer und vereinzelt feste, bis einen Meter mächtig werdende Sandsteinbänke. Gröberkörnige Gesteine, wie man nach der Sturschen Karte vermuten sollte, sah ich hier nicht.

Die Hauptgesteine des großen aufgelassenen, eine tiefe weite Grube vorstellenden Goldbühel-Steinbruches sind ungemein fest gebundene Breccien mit kleineren und größeren Einschlüssen eines dunklen Hornsteines, und zum Teil mit Calzit als Bindemittel.

Auf der Höhe des Goldbühels (365 *m*) stehen fest gebundene graue, zumeist sehr feinkörnige Breccienkalke an, deren Lagerungsverhältnisse sich nicht sicher bestimmen lassen.

Südlich von der Kote 315 finden sich Mergel, in welchen ich *Aptychus Seranonis*, einen undeutlichen Ammonitenabdruck und einen Belemniten Querschnitt von abgerundet rechteckiger Form auffand. Ob hier anstehend, bleibt etwas fraglich. Am Abstieg gegen NO kommt man über Gosaukonglomerate und -Breccien. Unter den Rollsteinen finden sich auch Hornsteinmergelkalke, wie sie am Anfange des Kirchgrabens, bei dem kleinen Brückchen anstehen, im Verbande mit den Aptychenmergeln weiter oberhalb.

Gut aufgeschlossen findet man die Aptychenmergel auch in Perchtoldsdorf selbst, an dem zwischen den alten Häusern (Nr. 4 u. 6) der Elisabethstraße zum Kirchgraben hinüberführenden Wege. Es sind helle, dichte Mergelkalke, welche NO—SW streichen und mit 40° gegen S fallen. Kleine Aptychen sind in einer der Bänke zu finden. —

Wenn man von Rodaun von der Sonnbergstraße aus gegen den Sonnberg geht, kommt man über die bekannten Aufschlüsse in den neogenen Randbildungen: Leithakalk und -breccien. Über dem Rande des dolomitischen Grundgebirges finden sich Konglomeratlagen, welche ich dem Neogen zurechnen möchte, wie Paul (1859) und Karrer (1868), während sie von Stur in der Form einer schmalen Zone von Gosaukonglomerat zwischen dem Dolomit und dem Neogen eingezeichnet wurden. Der Dolomit des Sonnberges ist breccienartig, so in dem kleinen Steinbruche (S von der Kote 304 *m*) nahe dem Fahrwege; am Rande ist er grusig verwittert. Ein zweiter Aufschluß oberhalb der Kröpfgasseausmündung zeigt schollenförmige Zerstückung des Brecciendolomits an Saigerklüften.

Zwischen Kröpfgraben und Saugraben befindet sich ein Aufschluß in einem feinkörnigen, gelben Sande mit Schotterlagen, die ganz leicht (unter 7°) gegen O einfallen (Fig. 14).

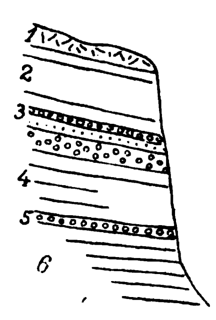
Unter der Humusschichte (1) liegt röscher, aus scharfkantigen Körnchen bestehender Quarzsand (2), darunter Schotter mit einer Sandeinlagerung (3), feinkörniger, gelblicher Sand (4), eine feine Schotterlage (5) und in der Tiefe wieder gelber Sand. Von Fossilresten leider keine Spur, so daß die genauere Altersbestimmung dieser wohl jungneogenen Ablagerungen offen bleiben muß. —



In einem alten Notizbuche aus dem Jahre 1871 finde ich einige Angaben über das Gebiet der „Gosauformation“.

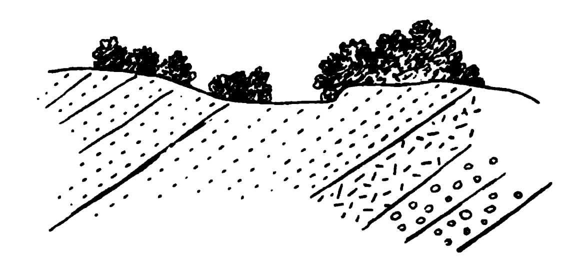
1. Auf dem Wege vom Perlhof nach Perchtoldsdorf, an der „Gestätte“, neben dem typischen Gosausandsteine in verschiedenen Korngrößen, auch Rollsteine aus dichten, bläulichgrauen, stark angewitterten, rhätischen Kalken (!) mit vielen Fossilien, auf den verwitterten Flächen: Korallen, *Pinna* u. dgl. Auch ein breccienartiges

Fig. 14.



Konglomerat mit Kieselkalkbindemittel, wie es am Gemeindekogel vorkommt. In der ersten Sandsteinplattengrube stehen glimmerige Gosausandsteine an, welche hora 3 streichen und flach (mit 13⁰) gegen N einfallen. Dicke Bänke wechseln mit ganz dünnplattigen, frisch graublauen, verwittert gelblichen, zumeist feinkörnigen. In der nahen zweiten Grube — es wurden aus diesen Gruben die Sandsteinplatten herausgenommen — liegen zu unterst grobkörnige, rötlichgraue Konglomerate, mit viel rötlichgrauem und graublauem Kalk und Dolomit

Fig. 15.



unter den Einschlüssen. Letztere geben dem Gesteine stellenweise ein an die „Rauchwacken“ erinnerndes Aussehen. Auch spärliche Quarzkörner, schwarze Kalkkörner und grünlichgraue, mürbe Mergel finden sich als Einschlüsse. Darüber folgen feinkörnige Konglomerate, zu oberst aber feinkörnige, typische, grünlichgraue Gosausandsteine. Verwerfungsklüfte in den schwebend lagernden, sehr mächtig werdenden Bänken.

2. In dem Steinbruche zwischen Gießhübel und dem Wälschen Hofe stehen graublaue feste Gosausandsteine an, welche hora 7 streichen und mit 34° gegen Süden einfallen (Fig. 15).

Auf der rechten Seite des „Schiegengrabens" wurden (vor Perchtoldsdorf) frisch graublaue, bräunlich verwitternde, plattige Sandsteine gebrochen, mit vielen kohligen Resten. Manche der Platten zeigen eine auffallende parallele Furchung auf den Oberflächen. Auch Konglomeratbänke treten auf.

5. Hinterbrühl—Anninger—Weissenbach—Gaaden.

Von der Helmstreitmühle in den Anningerforst und zur Meierei. Über die Wiese hinter der obersten Villa hinauf: Werfener Schiefer, überrast. Etwa 60 *m* über der Bahnlinie kommt man an dem steilen Waldsteige an der Grenze zwischen dem jungen und alten (hochstämmigen) Walde an die riffartig aufragenden Felsen im Walde. Sie bestehen aus grauen, dolomitischen Kalken mit Kalkspatadern und mit nicht allzu seltenen Spuren von Fossilien, und halten an bis zu dem oberen Promenadewege (Meiereiwiese—Kiental), wo sie wieder höhere Felsmassen mit Steilwänden gegen N (etwa 5 *m* hoch) bilden. Sie streichen O 15° N gegen W 15° S und verflächen südwärts mit 23°. Mächtigere Bänke mit mehreren dünngeschichteten Lagen, von vielen Saigerklüften durchsetzt. Die Kalke zeigen vielfach die eigenartigen unebenen Schichtflächen, welche an Querbrüchen an die Nähte der Schädeldachknochen erinnern und vielleicht eine Analogie vorstellen mit den Stylolithenbildungen des Muschelkalkes. Ich möchte dabei an alpinen Muschelkalk (Reiflinger Kalk) denken.

Mir gelang es nicht, in diesem Teile des Anningerforstes das Vorkommen der Lunzer Sandsteine nachzuweisen. Über den Kalken — ihre Mächtigkeit ist keine sehr große — folgen sofort die Hauptdolomite. Diese zeigen vielfach ausgesprochene Breccienstruktur. Ihr Beginn liegt etwa 80 *m* über der Bahnlinie. Am unteren Promenadewege, der zur Meierei führt, fand ich allenthalben dieselben grauen Kalke, und zwar rechts vom Wege auch in anstehenden niederen Felsen, welche den erwähnten Kalken im Walde weiter oberhalb entsprechen und dieselben schädelnahtähnlichen Schichtflächen erkennen lassen. An einer Stelle streichen sie W—O mit südlichem Verflächen. Auch die eigenartigen, kleinen, kugeligen Konkretionen traf ich in Findlingen, in einem der Stücke auch kleine runde Crinoidenstielglieder (*Encrinus*).

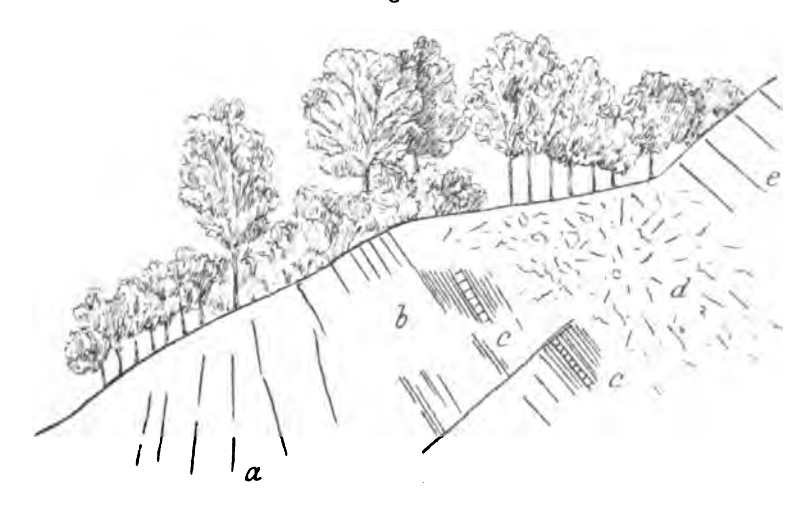
Vor der Einmündung des oberen Promenadeweges traf ich viele Stücke eines gelblichen, etwas sandigen Kalkes, aber auch dünnplattige, muschelreiche Findlinge, wie sie für die Opponitzer Kalke über den Lunzer Sandsteinen bezeichnend sind.

Auf der steilen Wegstrecke stehen nur graue, weißaderige Kalke an, über welchen auch hier die Brecciendolomite auftreten, etwa 60 *m* über der Bahnlinie (nach barometrischer Bestimmung) beginnend und nun auf dem steilen Steige zum Kleinen Anninger hinauf anhaltend. In dem tiefeingerissenen Graben, der von der Meiereiwiese

gegen den Husarentempel hinaufzieht, liegt am rechten Hange desselben ein größerer Aufschluß in wohlgeschichtetem Dolomit, welcher hier bankweise grusig zerfällt und Straßen- und Gartenschotter liefert. Die Bänke streichen hora 5 und verflächen gegen S mit 45—60°. Die Steilstellung herrscht vor, die geringere Neigung tritt gegen die Hangoberfläche auf, bezeichnet sonach offenbar eine Terrainverschiebung. Hier reicht der Dolomit viel tiefer hinab und bezeichnet der Graben wohl einen Verwurf des Gebirges.

Auf Sturs Karte wird die große Wiese bei der Meierei oberhalb des Rabenwirtshauses als von „Leithakalkkonglomerat“ gebildet bezeichnet. Ich fand vor kurzem am Rande dieses Gebietes die neue Wasserleitung im Baue. Dabei wurde das Terrain 1·9—2 *m* tief aufgeschlossen. Man brachte aus dieser Tiefe vornehmlich einen gelben Lehm herauf, der von zahllosen etwa 1—2 *mm* weiten Röhrchen


Fig. 16.



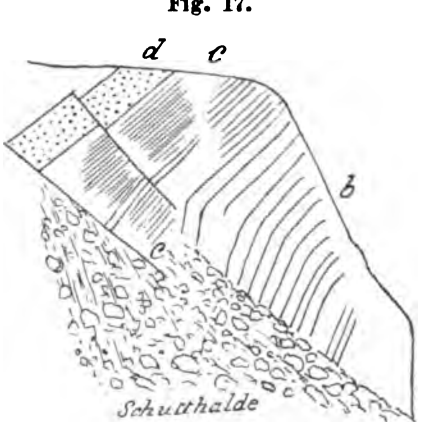
durchzogen ist, die mit mürbem Kalkmaterial erfüllt sind und an die im Löß so häufig auftretenden Röhrchenzüge erinnern. Nur hie und da fand sich ein vereinzeltes Sandsteinrollstück eingebettet. Diese Schlitze waren zumeist trocken, nur weiter unten kamen die Leute auf Wasser. Anzeichen, die auf mediterrane Füllmassen deuten würden, fand ich nirgends vor. Ich halte die Ausfüllungsmassen oberhalb der Klause für eine viel jüngere Bildung, aus einer Zeit stammend, als die Klause, für die abzuführenden Wassermengen zu eng, weitgehenden Wasserrückstau verursachte. —

In dem aufgelassenen Steinbruche oberhalb des Straßenwirtshauses „Zum goldenen Ochsen“ lagen 1881 die Verhältnisse so, wie die beiden Ansichtsskizzen (Fig. 16 und Fig. 17 auf pag. 296) zeigen: *a* = undeutlich geschichtete graue Kalke, vielfach zerstückt, zum Teil breccienartig und reich an größeren und kleineren Calcitadern; *b* = wohlgeschichtete Kalke (zum Teil in Blockwerk aufgelöst), lichtrötlich-

grau, mit nur spärlichem Geäder, stellenweise in dichter Ausbildung: oberer alpiner Muschelkalk; *c* = Mergelschiefer mit vereinzelten dünnen Lagen und Linsen von rötlichgrauem, dichtem Kalk mit Posidonomyen und Trachyceraten; *d* = aufgelöste Lunzer Sandsteine; *e* = obertriadische Kalke; in diesem Horizonte an einer westlicher gelegenen Stelle *Corbis Mellingi* und kleine gefaltete Ostreen: die echten typischen Opponitzer Kalke und dolomitischen Kalke im Liegenden des Hauptdolomits.

Gegenüber der „Villa Elisabeth" in der Hinterbrühl vor der Abzweigung des Weges in das Kiental und östlich davon, liegen oberhalb der Gaadener Straße die lange bekannten Aufschlüsse in der Trias des nördlichen Anningerhanges. Zu unterst stehen graue, weißfleckige und weißaderige Kalke an (W—O streichend und mit 50° gegen S einfallend), darüber lagert ein lichtrötlichgrauer Kalk, dann folgt der Aonschiefer, und Lunzer Sandstein mit Spuren von Pflanzenresten; zu oberst trifft man graue, dichte, zum Teil dünnbankige Kalke in geringer Mächtigkeit (besonders im westlichsten der vielen Aufschlüsse).

Fig. 17.



Auf den Schichtflächen dieses Kalkes findet man Abdrücke von *Ostrea montis caprilis* und hie und da auch *Corbis Mellingi*. Es sind sonach die Opponitzer Kalke, welche man früher gewöhnlich als die „Raibler Schichten" bezeichnete. In den Aonschiefern, welche bekanntlich zumeist ganz auffallend dünnschiefrig zerfallen, findet man im unteren Teile vorwaltend die *Posidonomya Wengensis*, auf manchen Platten in Unmasse, und darüber auch die plattgedrückten Ammoniten. Frisch sind diese Mergelschiefer von dunkelgrauer Farbe, beim Verwittern werden sie lichtbraun.

Ob diese Schichtfolge in der Tat bis zur Königswiese bei den „Zwei Raben" reicht, wie es Stur gezeichnet hat, wage ich nicht zu behaupten. Es fehlt im westlichen Teile des Hanges des Kleinen Anninger an guten Aufschlüssen. (Man vgl. oben.)

Am häufigsten sind in den Aonschiefern Abdrücke der Schale von der Innenseite, ganz so wie ein solcher von E. v. Mojsisovics (Ceph. d. medit. Triasprovinz, Taf. XXI, Fig. 37) aus den Fischschiefern von Raibl zur Abbildung gebracht worden ist. (*Trachyceras Aon.*) Die knotigen Außenflächen finden sich seltener. —



Der grosse Steinbruch (Dachsteinkalk) im Baytale oberhalb Gumpoldskirchen.

(Nach einer photographischen Aufnahme des Herrn Ing. Ew. Bing.)

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt Bd. LV, 1905.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Am Eingange in das Kiental, auf der linken Talseite zwischen der ersten Höhe und dem Schwarzkogel tritt Lunzer Sandstein zutage (oberhalb des bekannten Vorkommens nahe an der Gaadener Straße). Darüber folgt sofort Brecciendolomit, der südlich vom Schwarzkogel hora 7 streicht und mit 55° gegen S verflächt. Auf der rechten Kientalseite am Fußwege zum „Hexensitz" streichen die Dolomitbänke hora 6 und verflächen mit 40° gegen S. Sie erscheinen hier wie gebändert und riechen beim Schlagen in den hangenden Bänken stark bituminös. Auf der linken Talseite halten die Dolomite nach Süden weithin an (Vorder-Otter), bis in den Eschenbrunnengraben, etwa 120 *m* unterhalb des Eschenbrunnens, wo bei einer großen Buche und einem Wegweiser die oberen Kalke beginnen, die hie und da, besonders an einer Stelle etwa 40 *m* unterhalb des Eschenbrunnens, viele undeutliche Rhätfossilien enthalten. Auch gute helle Lithodendronkalke kommen bankweise vor.

Hier will ich einige vorläufige Mitteilungen über mehrere der Anningerwege anfügen.

Wohlbekannt ist das Vorkommen des Dachsteinkalkes mit im Hangenden desselben auftretenden, mergeligen Einlagerungen von Kössener Schichten mit ziemlich reichlicher Fossilienführung am Osthange des Anningers in der Gegend von Gumpoldskirchen. F. v. Hauer (1847, pag. 20), Felix Karrer (1877, pag. 247) und Al. Bittner (1882, pag. 192 ff.) haben davon gesprochen und D. Stur hat (1871, pag. 385, 398, 399) die ihm bekannt gewordenen Arten namhaft gemacht, während schon v. Hauer eine viel größere Anzahl von Formen aufzählte. In den Schutthängen des Weingebirges kann man bei einiger Ausdauer manches finden. Die besten Aufschlüsse aber liegen in der Baytalschlucht oberhalb Gumpoldskirchen. Hier liegen große Steinbrüche im Dachsteinkalke, in welchem Straßenschotter und Material für Weißkalk gebrochen wird. Gelegentlich fand ich hier graue Kalke mit Korallen. Oberhalb der Kalkofenanlage befindet sich ein alter Steinbruch auf der rechten Seite der Schlucht, welcher die gestörte Schichtenlagerung schön erkennen läßt. Da die von F. Karrer (1877, pag. 248) gegebene Ansicht, welche auch Bittner (1882, pag. 193) anführt, die Verhältnisse nur recht beiläufig und unzulänglich andeutet, habe ich bei einem meiner letzten Besuche dieser Stelle durch einen meiner Begleiter (Herrn Ewald Bing) eine photographische Aufnahme machen lassen, welche diese Verhältnisse etwas besser zu ersehen gestattet (man vgl. die „Taf. V"). Das Bild zeigt den größten Teil des Aufschlusses und setzen sich die Schichten nach oben und unten (links und rechts aufgeschlossen) nicht mehr weit fort. Rechts liegt eine der Stellen, wo mergelige Kössener Schichten auftreten, nahe der Stelle, wo der kleine Graben (bei F. Karrer „Buttergraben" genannt) seitlich abzweigt. Mehrere weitere Stellen mit solchen Einschaltungen liegen etwas weiter aufwärts im Baytale selbst, am linken (östlichen) Hange, an dem die Straße zum Richardshofe und zu der bekannten Lokalität von Congerienbreccien hinaufführt (Th. Fuchs, 1870), also am Steilhange der plateauartig ausgeebneten, jungneogenen Terrasse der rhätischen Kalke. Auch weiter oben im Baytale, und

zwar an der Krümmung gegen W, stehen auf der rechten Grabenseite gelbbräunlich gefärbte, weißaderige Kalkoolithe an, welche viele, meist undeutliche Fossilien enthalten. Ich fand beim Zerschlagen runde Crinoidenstielglieder, Terebrateln und eine *Plicatula intusstriata*. Wir haben es dabei also mit Kössener Schichten zu tun.

Von dem Juravorkommen in dem Seitengraben des Baytales, oberhalb des großen Steinbruches im oberen Dachsteinkalke mit den erwähnten Einlagerungen von gelblichen mergeligen Kössener Schichten findet man, auf den Halden an den Weinbergrändern und den Sauluckenweg entlang, Blöcke von lichtrötlichgrauen Kalken mit Hornsteineinschlüssen, die auf den Halden sogar sehr häufig auftreten. Die knolligen Hornsteineinschlüsse lassen an stark abgewitterten Stücken teils spongitische, teils an *Favosites* erinnernde, feinröhrige Struktur erkennen. Außerdem trifft man feinoolithischen Kalke (wie am Tenneberg) an und seltener auch rötlichgefärbte Kalke mit tiefgefurchten Belemniten, mit deutlich eingefalteten Schichten des Rostrums (ähnlich wie bei *Belemnites canaliculatus*). Auf einem der Stücke fand sich auch eine stark gefaltete Auster, welche an *Ostrea cristagalli* oder an *Ostrea gregaria* (*Gldf.*) *Sow.* erinnert. (Unweit des Harlenerbrunnens fand sich auch ein schlecht erhaltenes Ammonitenbruchstück.) Dadurch verrät sich schon die etwas weitere Verbreitung der Juraformation am Osthange des Anninger. Etwa 200 *m* über dem Rathausplatze von Gumpoldskirchen fand ich am Sauluckenwege den ersten Block von rhätischem Terebratelkalke. Auch am Ostende des Kalvarienberges traf ich einen Block aus rotem Breccienkalk mit Belemniten, ähnlich jenen, wie sie sich an der von Stur verzeichneten Stelle finden, die auch an die Breccien am Gemeindekogel von Gießhübel erinnern. Unter den Einschlüssen finden sich Stücke von typischem Lias-Crinoidenkalke hier wie dort. Weiter aufwärts gegen den Sauluckenweg finden sich auch blutrote Crinoidenkalke und rote Hornsteinkalke unter den Findlingen. Dann kommt man erst (am Sauluckenwege selbst) bei etwa 450 *m* Höhe und darüber auf die Rhätkalke.

Weiter oben erhebt sich links vom Sauluckenwege eine kleine Felskuppe im Walde (521 *m*) aus steil gegen Süd einfallenden, hora 3 streichenden, licht rötlichen, ziemlich großkörnigen Oolithen, im Hangenden über rötlichgrauen, fast vollkommen dichten Rhätkalken.

Darauf kommt man auf ebenem Waldwege auf graue Kalke der karpathischen Fazies, mit vielen Bivalven und Brachiopoden.

Ein fossilreiches, ausgezeichnetes Vorkommen lieferte *Terebratula gregaria*, *Rhynchonella sp.*, *Anomia alpina*, *Ostrea Haidingeriana Emm.*, *Modiola Schafhäutli*, *Pecten sp.* etc. Bis zur Einmündung des Siebenbrunnenweges trifft man graue, weißaderige Kalke, zum Teil reich an ganz undeutlichen kleinen Fossilien, typische, gelblichgraue, mergelige Kalke der Kössener Schichten, sowie Korallenkalke und Oolithe. Auf der Sattelhöhe gegen das Anningerhaus auch lichtrötlichgraue Terebratelkalke. Auf dem Wege vom Anningerhause um den Buchkogel (639 *m*) kommt man über graue Kalke (Dachsteinkalk) und, nach der Wegbiegung gegen S und SO, auf rötlichgefärbte, feinkörnige Dolomite. Auf dem rot- und grünmarkierten Wege fand ich rötlichgraue, weißaderige Kalke, und nach der Weg-

teilung am rotmarkierten Wege zuerst rötlichgraue Plattenkalke mit *Holopella alpina*, dann die rötlichgrauen, weißaderigen Kalke. Ein Findling enthielt viele Muscheln der schwäbischen Fazies: *Avicula contorta*, *Schizodus cloacinus Quenstedt* etc.

Rechts vom Wege zieht sich ein niederer Felsrücken hin, der aus dem rötlichgrauen Kalke mit vielen undeutlichen Fossilien besteht (etwa 30 *m* tiefer als das Anningerhaus). Beim Anstiege gegen den Sattel zwischen Buchkogel und Anninger trifft man wieder auf die oolithischen Kalke mit rundlichen dichten Einschlüssen. Auf der Sattelhöhe stehen hellrötliche Kalke mit Fossilienspuren an. Diese Gesteine gleichen wieder recht sehr jenen hinter den Tennebergwänden.

Gegen die Wilhelmswarte hinan kommt man über graue, dichte, weißaderige Kalke, in welchen einerseits Lithodendron und anderseits, in oolithischen Ausbildungen, Cidaritenkeulen auftreten, und zwar in zweierlei Formen: glatt, und gekörnelt mit Längsstreifung. An einer Stelle beim Anstiege zeigen die grauen Kalke ein WSW-Streichen bei nördlichem Einfallen.

Auf dem Wege vom Anningerhause zum Eschenbrunnen über den Kirschbaumplatz. Wieder findet man die grauen, dichten Kalke. Auch die grauen Hornsteinkalke (Spongien-

Fig. 18.



kalke) trifft man in Findlingen. Rechts vom Wege, kurz vor dem Kirschbaumplatze, erhebt sich eine Felskuppe. Hier treten außer einem Crinoidenkalke auch Kalkoolithe mit Cidaritenkeulen und vielen undeutlichen Bivalven auf.

An der neuen Fahrstraße, dort, wo sie östlich vom Eschenbrunnen die Hochfläche erreicht, sind die Gesteine schön aufgeschlossen.

Man unterscheidet (Fig. 18) Mergelkalke (1) die mit grauen, weißaderigen Kalken (2) und löcherigzelligen Kalken (3) abwechseln.

Die Mergelkalke mögen wohl die dicke Humusdecke des Hochplateaus erklären, sowie den elenden Zustand der Fahrwege daselbst.

Die Jubiläumswarte erhebt sich auf hellgrauen dichten Kalken mit Korallen, Brachiopoden, Crinoiden und Bivalven.

Auf dem gelbmarkierten Wege, westlich vom Kirschbaumplatze, kommt man an eine ganz ähnliche Kuppe wie auf dem östlichen Wege. Sie besteht aus eigenartig knollig verwitternden, lichtrötlichgrauen Hornstein-(Spongiten-)Kalken, ganz jenen gleichend, wie sie oberhalb Gumpoldskirchen auf den Halden und auf dem Sauluckenwege angetroffen werden. Es ist eigentlich ein Kalkoolith, der außer den Spongiten und den röhrig gebauten Knollen noch viele undeutliche Fossilien umschließt. Dieses oolithische Spongitengestein wird einer

genaueren Untersuchung zu unterziehen sein. (Spongitenkalk des Anningerplateaus.)

Auf dem rotmarkierten Wege vom Anningerhause über das Wetterkreuz und das Rote Kreuz zur Rhätkalkschlucht oberhalb Gumpoldskirchen. Zunächst halten bis zum Wetterkreuz die weißaderigen Rhät-(Dachstein-)Kalke an. Vor dem Kreuze fand ich auch einen hellrötlichgrauen Mergelkalk mit weißen Spatadern, der Terebrateln enthielt. Kurz vor dem Kreuze tritt eine Änderung des Gesteinscharakters ein, das Gestein wird dolomitisch, kurzklüftig und zum Teil breccienähnlich.

Bei der Einmündung des Kreuzweges steht typischer Hauptdolomit an, welcher aus WNW—OSO streicht und flach gegen S einfällt. Beim Roten Kreuz stehen hellgrauweiße, kurzklüftige, dolomitische Kalke an. Nun kommt man auf die Weinbergterrasse, an derem Rande feste Strandkonglomerate anstehen, welche in mächtigen Bänken in horizontaler Schichtung auftreten und sich als Congerienkonglomerate erkennen lassen.

An dem rechten Talhange des Mödlingbaches unweit des Kalkofens, vor der Einmündung des Weißenbaches in den Mödlingbach, befindet sich die Stelle, wo die Lunzer Sandsteine ein kleines Kohlenschmitzchen umschließen. Es liegt über einem grauen, weißaderigen Kalke, der wohlgeschichtet bis dünnplattig ist und etwas wellig gebogene Schichtflächen besitzt, also ganz das Aussehen der Reiflinger Kalke dieses Gebietes an sich trägt. Er streicht nahezu W—O und verflächt gegen S (45°). Ob in seinem Liegenden dunkelgrauer, weißaderiger Kalk ansteht, ist fraglich, es finden sich nur beim Kalkofen Brocken davon und zum Teil auch solche von Rauchwacken (Zellenkalk). Im Schutt trifft man auch den Wengener Schiefer. Die Lagerungsverhältnisse sind im Lunzer Sandstein und unter demselben sehr gestört, wie dies auch gegen O, am Fuße des Kleinen Anninger allenthalben der Fall ist.

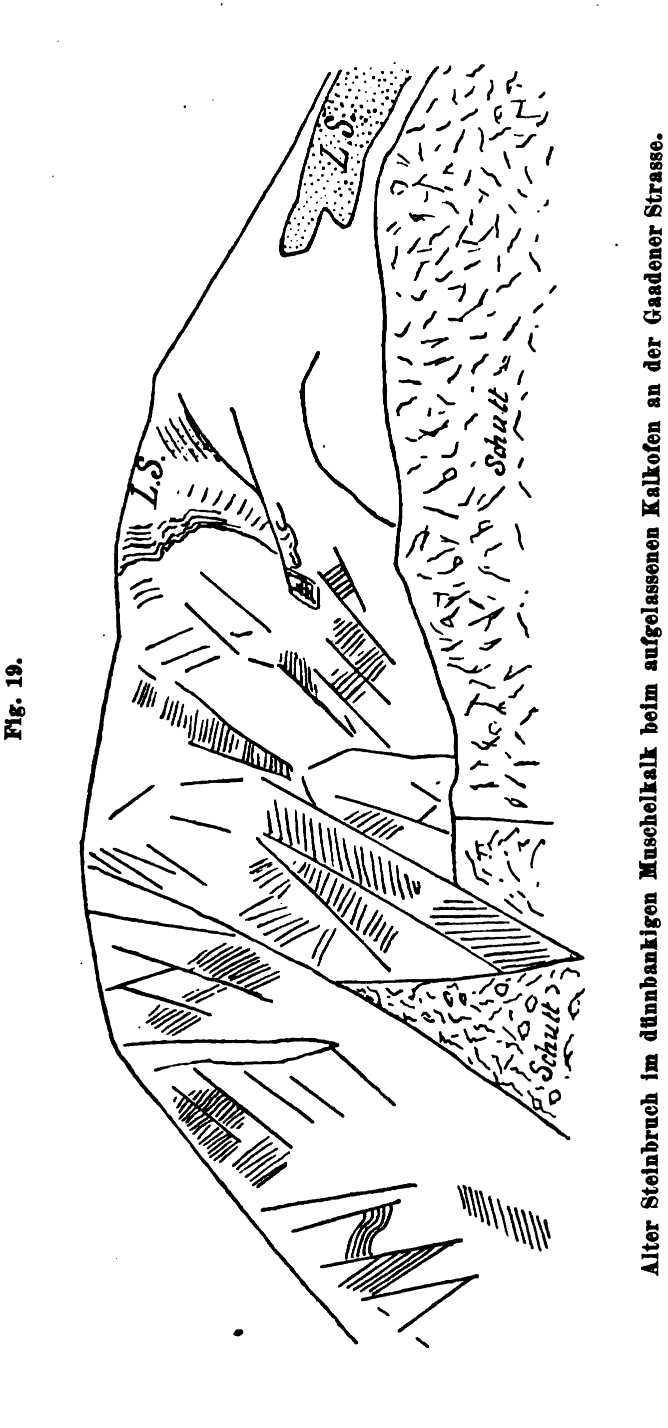
Der alte Steinbruch beim aufgelassenen Kalkofen an der Gaadener Straße (Fig. 19), am rechten Hange des Mödlingbaches, zeigt die vielfachen Störungen, die in dieser Zone auftreten, mit sehr deutlichen Verschiebungen und Verwürfen, mit klaffenden, schutterfüllten Spalten, mit sackartigen Einsenkungen des hangenden Lunzer Sandsteines (*LS*) in den dünngeschichteten, gefalteten und zertrümmerten Muschelkalk. Im westlichen Teile des Steinbruches erscheint der Lunzer Sandstein förmlich eingefaltet. —

An der neuen Fahrstraße aus der Hinterbrühl nach Weißenbach (am Weißenbach aufwärts) ist der linke Talhang in letzter Zeit beim Straßenbau recht wohl aufgeschlossen worden. Zu unterst (Terrainanschnitt an der Straße) liegt Schutt mit vielen Blöcken des dolomitischen Kalkes (Hauptdolomit).

Beim alten aufgelassenen Steinbruche treten flach gegen SSW fallende dünngeschichtete Kalksteinbänke auf. Gleich darauf folgt ein



Fig. 19.



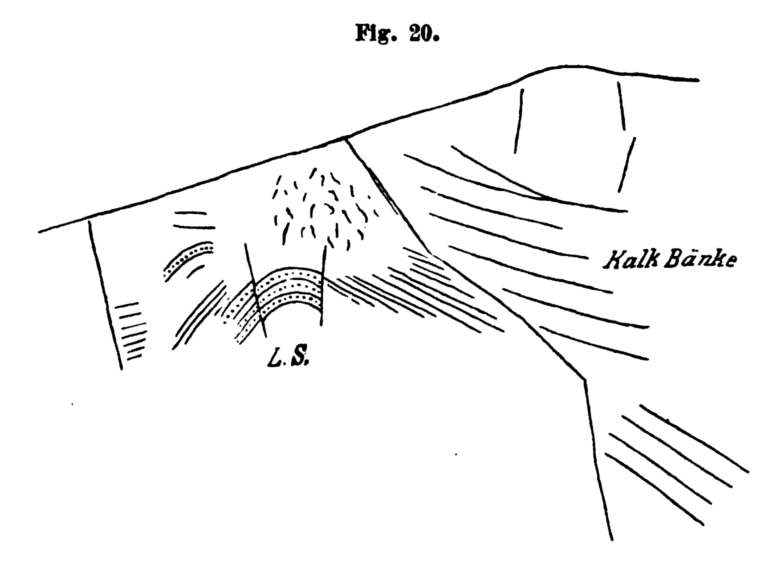
Alter Steinbruch im dünnbankigen Muschelkalk beim aufgelassenen Kalkofen an der Gadener Strasse.

(Am rechten Ufer des Mödlingbaches.)

neuer Aufschluß (Fig. 20). Hier treten in ein Gewölbe zusammengepreßte dünngeschichtete Sandsteine (Lunzer Sandsteine) auf, über welchen die Kalke in mächtigen Bänken lagern, deren Alter durch Fossilreste nicht näher bestimmt werden kann. Rechts am Eingange streichen diese Kalke W—O und verflächen gegen S. Das Gewölbe scheint nach aufwärts bewegt zu sein.

Weiter nach oben, gegen West, sind an der Straße die Lunzer Sandsteine auf eine weitere Strecke aufgeschlossen. Dieselben verflächen gegen SW mit 28° und erscheinen in zwei Vorkommnissen, zwischen welchen graue Kalke auftreten. Die nordwestliche Partie der Lunzer Sandsteine enthält Kohlenschmitzchen. Gegen die Mulde des Werfener Schiefers, zwischen dem Weißenbacher und dem Gaumannmüller Kogel (360 *m*), scheinen graue Kalke (wie Muschelkalk) auf

Fig. 20.



Neuer Steinbruch an der Weissenbacher Strasse.

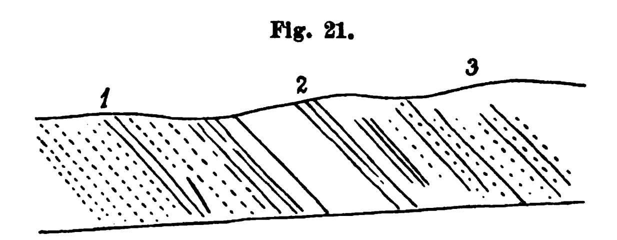
die Lunzer Sandsteine hinaufgeschoben zu sein. Auf der Höhe des letztgenannten Kogels liegt ein alter, längst aufgelassener Steinbruch in dolomitischem Kalk, der die weitgehenden Störungen an den zahlreichen Verwerfungsflächen (zum Teil mit Harnischen) erkennen läßt.

Ubrigens fand ich in einem älteren Notizbuche (1881) über den Kogel (360 *m*) zwischen der Gaadener Straße und dem Sattel im Bunten Sandstein (Werfener Schiefer) zwischen der Hinterbrühl und Weißenbach eine Schichtfolge verzeichnet, in welcher die über dem Lunzer Sandsteine lagernden Kalke und die im Liegenden derselben und auf der Kogelhöhe auftretenden grauen, weißaderigen Kalke erwähnt sind. Bei diesen letzteren wird das Auftreten von Hornsteineinschlüssen angeführt, scheinbar darunter waren mir schon damals braune verwitterte Sandsteine aufgefallen, die jedoch so unvollkommen aufge-

schlossen waren, daß es fraglich blieb, ob man es dabei wirklich mit anstehenden Schichten zu tun habe. Heute ist diese Frage nicht mehr offen. Die betreffenden Kalke erscheinen in den Lunzer Sandsteinen förmlich eingelagert. Man hat es dabei wohl mit ähnlichen weitgehenden Störungen zu tun, wie man sie im Osten in dem vorhin erwähnten Steinbruche auf der rechten Mödlingbachseite bei dem alten Kalkofen zu beobachten Gelegenheit hat. Gerade hier, so nahe dem großen Werfener Schieferaufbruche, sind die Störungsvorgänge offenbar sehr weitgehende und ist die Zone der Triasgesteine: Reiflinger Kalke, Aonschiefer, Lunzer Sandsteine usw. nicht so schematisch einfach einzuzeichnen, wie es auf der Karte erscheint, trotz der scheinbar sehr regelmäßigen Übereinanderfolge, die ich an dem Straßenanschnitte an der Weißenbacher Straße in folgender Weise skizzierte (Fig. 21), wobei das Verflächen als gegen SW gerichtet (mit zirka 30°) abgelesen wurde. —

Im Jahre 1898 wurden, auf einer Exkursion mit meinen Zuhörern, auf dem roten Wege aus der Hinterbrühl nach Weißenbach, im

Fig. 21.



Strassenanschnitt an der Weissenbacher Fahrstrasse.

1. Aufgelöste Bänke von Lunzer Sandstein mit einem Kohlenschmitzchen. — 2. Kalkbänke („Reiflinger Kalk“? Überschiebung?). — 3. Lunzer Sandstein (Verflächen gegen SW mit zirka 30°).

roten Werfener Schiefer, mehrere recht auffallend gestaltete, ansehnlich große Bivalven gesammelt, welche bei der Seltenheit von Funden in den Werfener Schiefern eine Erwähnung finden müssen, wenngleich der Erhaltungszustand ein nichts weniger als guter genannt werden kann. Es dürften vier verschiedene Arten vorliegen. Am besten erhalten ist ein ziemlich großer, gleichklappiger, hochgewölbter, länglich viereckiger Steinkern mit spitz nach vorn gezogenem Wirbel. Der Schloßrand ist etwas schief nach rückwärts verlängert. Es ist eine Form, welche beim ersten Anblicke lebhaft an gewisse Congerien erinnert (zum Beispiel an *Congeria Partschi*). Eine schmale, aber ebene Bandfläche ist zum mindesten angedeutet. Von Ligamentfurchen ist leider nichts zu erkennen. Ein diagonal verlaufender, scharf ausgeprägter Kiel zieht vom Wirbel aus zur hinteren Ecke.

Wenn man vor allem die zuletzt von Alexander Bittner bearbeiteten Bivalven der unteren Trias des Bakonyer Waldes (Resultate der wissensch. Erforschung des Balaton-(Platten-)Sees, I. 1., Budapest 1901) und jene des Süd-Ussurigebietes, in der ostsibirischen Küsten-

provinz (Mém. du Com. Géol. St. Petersburg 1899, VII 4) durchsiebt, so findet man ähnliche Formen besonders aus dem letzteren Gebiete als *Myalina Schamarae Bittn.* beschrieben und abgebildet (l. c. pag. 19, Taf. IV, Fig. 20—25). Bittner erwähnt, daß die linke Klappe etwas weniger hoch gewölbt gewesen sein dürfte. An dem einen meiner Stücke, welches beide Klappen im Verbande zeigt, ist dies ausgesprochen der Fall. Die Stücke von Weißenbach sind etwas größer als jene vom Flusse Schamara des Ussurigolfes, es möge als *Myalina* (?) *Bittneri n. sp.* bezeichnet werden (Fig. 22). Die zweite Form von Weißenbach zeigt einen weniger scharfen Kiel, einen kürzeren Schloßrand und nähert sich mehr der von Bittner (l. c. pag. 17, Taf. IV, Fig. 17—19) als *Myalina vetusta Benecke* bezeichneten Art (= *Mytilus vetustus Gldf.* Petr. germ., Taf. CXVIII Fig, 7). Die Weißenbacher Exemplare sind noch etwas größer als die größte der von Bittner abgebildeten Formen von der Insel Putjatin. Die dritte Form erinnert an *Myoconcha*, läßt sich aber ebensowenig sicher bestimmen als eine

Fig. 22.





Myalina Bittneri n. sp.

vierte sehr schlecht erhaltene, bei welcher man an eine *Gervilleia* denken konnte.

Als Findlinge traf ich (1881) neben den roten Schiefern und Sandsteinen auch weiße Sandsteine, welche den weißen Quarzsandsteinen der vorderen Brühl (man vgl. pag. 287—288) sehr ähnlich sind.

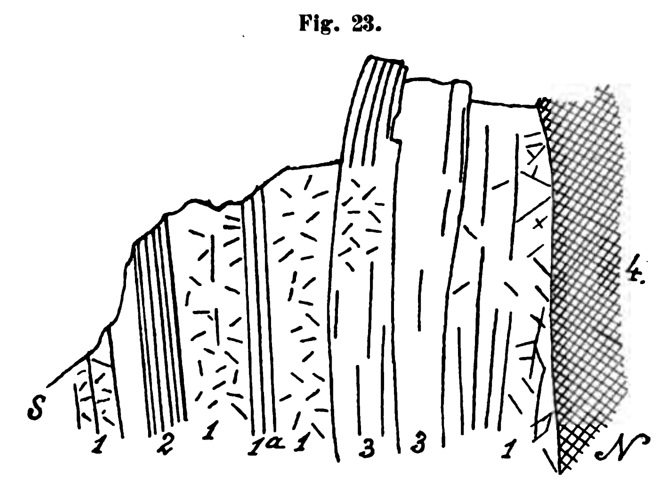
In dem Kalksteinbruche an dem Hochwege nach Weißenbach, nördlich vom „Roten Hohlwege“, stehen die typischen graugrauschwarz gefärbten, etwas bituminösen Gutensteiner oder Reichenhaller Kalke an. Sie streichen NO—SW (hora 5—4) und stehen förmlich auf dem Kopfe (man vgl. Fig. 23).

Über den westlichen Abschluß des Brühler Beckens finde ich in einem Notizbuche aus dem Jahre 1881 viele Angaben.

So über die Werfener Schiefer im Süden der hochaufragenden Gutensteiner Kalke am Weißenbachkogel. Hier fand ich damals in dem Roten Hohlwege: rote und grünliche, auch graue glimmerige, schieferige Sandsteine mit *Myophoria cf. costata* und damit im Verbande eine graue mergelige Kalkbank mit *Naticella sp.* (*N. cf. costata*).

Im Süden grenzen sie an lichtgraue Kalke, welche ein ähnliches Streichen zeigen wie die dunklen Gutensteiner Kalke am Weißenbachkogel.

Fig. 23.

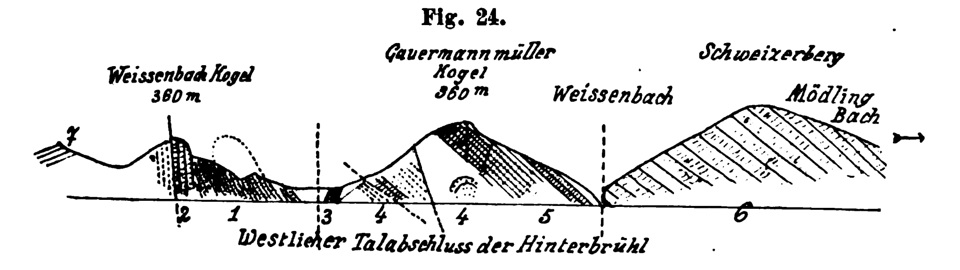


Schottersteinbruch in der grossen Gutensteiner-(Reichenhaller-)Kalkscholle am Hochwege nach Weissenbach.

1. Grauschwarzer, weißaderiger Kalk. — 1*a*. Grauschwarzer Kalk mit Fossilien (*Gervilleia*-artige Schalenabdrücke und Steinkerne). — 2. Dünnplattige Kalke mit höckerigen Schichtflächen und grünlichem, spärlichen Zwischenmittel mit denselben *Gervilleia*-artigen Schälchen. — 3. Graue dolomitische Kalke, zerfallen beim Verwittern zum Theil mehlig. — 4. Rot- und grüngefärbte Gosaukonglomerate mit ebenso gefärbten Zwischenmitteln an einer Harnischfläche; an den, an der Grenze besonders reichklüftigen, grauschwarzen Kalk angepreßt.

Ein Profil aus jener Zeit folgt mit neueren Eintragungen (Fig. 24). Es zeigt die zahlreichen Verwerfungsklüfte, an welchen die Aneinanderpressungen und Verschiebungen erfolgten.

Fig. 24.

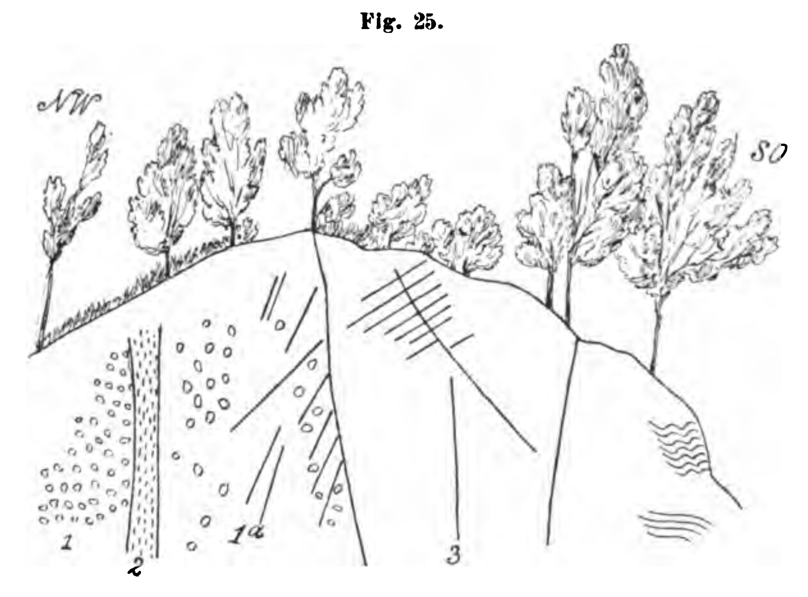


1. Werfener Schiefer. — 2. Gutensteiner-(Reichenhaller-)Kalk. — 3. Reiflinger Kalk (?). — 4. Lunzer Sandstein. — 5. Opponitzer Kalk (?). — 6. Dolomitische Kalke und Dolomitbreccien.

Wenn man vom Mödlingbach, nördlich von der Höldrichsmühle, nordwärts gegen den Hundskogel geht, so kommt man zunächst über die Gosausandsteine, welche flach gegen N einfallen. In einem meiner Notizbücher aus dem Jahre 1881 finde ich eine Skizze (Fig. 25), welche die Grenze der Hundskogelkalke gegen die Kreidekonglomerate und Breccien zur Darstellung bringt.

Diese Kugelkalke sind ganz ähnlich jenen, wie man sie in dem Steinbruche rechts vor dem Eingange nach Gutenstein, also im typischen Gutensteiner Kalk antrifft (man vgl. A. Bittner, „Hernstein", pag. 59). Gegen SO werden die Kalke besonders dünnplattig und

Fig. 25.



Quarz der Gosaukonglomerate und der untertriassischen Kalke vom Hundskogel.

1. Rote Konglomerate. — 1 *a*. Rote Konglomerate und Breccien. — 2. Feinkörnige bis grobsandige Konglomerate. — 3. Graue, zerklüftete Kalke mit kleinen, kugeligen Konkretionen („Kugelkalk" = unterer alpiner Muschelkalk).

zeigen leichte Verbiegungen, sie sind sehr ähnlich jenen des oben besprochenen Kalkes an der Gaadener Straße (Fig. 18).

An der geschilderten Stelle erkennt man sonach die Anpressung des Triaskalkes an die Konglomerate, welche ich für der Gosau angehörig bezeichnen möchte.

Diese Konglomerate dürften an den typischen, fast horizontal lagernden Gosausandsteinen gleichfalls abstoßen, da keine Übergänge in dieselben zu beobachten sind. Die Konglomeratmassen bestehen vornehmlich aus Kalkrollsteinen, welche mit einem roten und grünlichen, lettigen Bindemittel verbunden werden, also jenen ähnlich sind, welche weiter westwärts am Pachnerkogel so mächtig werden.

Näher der Kalkgrenze sind sie am Hundskogel (W), zum Teil breccienähnlich.

Die große Kalkscholle des Hundskogels wird durch eine enge Erosionsschlucht in zwei Teile geteilt, welche oberhalb im Gosausandsteingebiete in ein weiteres und nach oben muldiges Tal übergeht. Die westliche Schollenpartie endet an der Schlucht in dem Felsen mit dem weißen Kreuz (386 *m*). In der Nähe desselben stehen heller graugefärbte, von Kalkspatadern durchschwärmte Kalke an, in welchen ich an stark abgewitterten Felsflächen die kleinen Kugelkonkretionen und seltene Encriniten- und kleine Pentacrinitenstielglieder gefunden habe. Ganz dieselben Kalke findet man auch in der gegenüberliegenden Hundskogelhauptmasse, in welcher die großen Steinbrüche für die Hinterbrühler Kalköfen liegen. Im Jahre 1881 waren noch zwei voneinander getrennte Steinbrüche im Betriebe, welche die flach gegen SW einfallenden, durch viele Verwerfungen zerstückten Kalke und zum Teil sehr schöne Schichtung erkennen ließen, und in den Liegendpartien (im östlichen Bruche) an einer Stelle als förmliche Bänderkalke auftraten, während (im westlichen Bruche) dunkelgraue, etwas knollige Kalke, im östlichen Teile, zu unterst liegen (mit zirka 40° einfallend), wogegen im westlichsten Teile eines der Trümmer, zwischen Saigerbrüchen, horizontale Schichtung aufwies. Hie und da ist auch Brecciencharakter ausgebildet.

Beim Abstiege vom Hundskogel gegen den aus ähnlichen grauen, weißaderigen Kalken bestehenden Kreimholderberg (348 *m*) fand ich, schon 40 *m* unter der Spitze (431 *m*), die ersten Gosaufindlinge. —

Auf der linken Talseite des Mödlingbaches von der Höldrichsmühle aufwärts bis zur „Lackfabrik" und über die Lange Wiese auf den Sattel- und Schweizerberg, und auf den Gaumannmüllerkogel.

Gegenüber dem Eingange in die Kaltbadeanstalt in der Hinterbrühl sieht man im Bachbette gefaltete Muschelkalkbänke querüber streichen. Bei der Gipsmühle liegt ein Steinbruch im Hauptdolomit (dolomitischem Kalk), welcher NW—SO streicht und mit zirka 50° gegen SW verflächt. Dasselbe Gestein steht auch am Hange des Mitterwaldberges, oberhalb des kleinen Stauteiches auf der „Langen Wiese" an. Auf dem Wege von der Langen Wiese zum Sattel zwischen Sattel- und Schweizerberg stehen typische Werfener Schiefer an, und zwar grünlichgraue und grellrote, sandige Schiefer, die bis zur Sattelhöhe anhalten. In Findlingen viel grauer, netzaderiger Kalk („Reiflinger-" oder Muschelkalk). Am Osthange des Sattelberges fand ich nur plattige Gosausandsteine und nichts, was mich an tertiäre Konglomerate denken ließe.

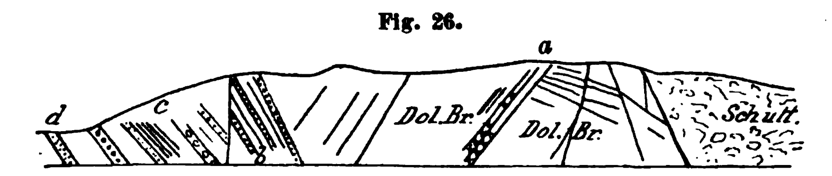
Vom Sattel gegen SO zur Höhe des Schweizerberges: über Werfener Schiefer die grauen, netzaderigen Muschelkalke, offenbar von Lunzer Sandstein überlagert, ohne daß dieser deutlicher aufgeschlossen wäre.

Die Muschelkalke stellenweise mit den bezeichnenden, kugeligen, kleinen Kieselkalkkonkretionen. Auf der Sattelhöhe Brecciendolomite

und Hauptdolomit, der den ganzen östlichen Teil des Berges und den östlichen Steilhang zusammensetzt, bis zum Anningerhof hinab. —

Das Kalkvorkommen rechts vom Wege, der aus der Hinterbrühl ins Wassergespreng führt, ist eine Scholle, die man, nach dem neuen Sprachgebrauche, als „wurzellos“ bezeichnen könnte, da sie sich nicht in die Tiefe fortsetzt, sondern auf einem aufgelösten tonigerdigen Material aufliegt, dessen Bestimmung, ob Gosau oder Werfener Gestein, mir nicht gelang. Es sind dunkelgraue, weißaderige Kalke, die ganz wohl als der unteren Trias entsprechend aufgefaßt werden können. Im südlichen Teile sind es plattige, im nördlichen Teile mehr massige Bänke, welche an Konglomerate und Breccien mit rotem tonigen Zwischenmittel angepreßt erscheinen, an Gesteine, welche ich als der Gosauformation zugehörig deuten möchte, da sie ganz jenen Gesteinen gleichen, wie sie auch hinter der bekannten Weißenbachkogel-, Gutensteinerkalk-Scholle und auch sonst im zweifellosen Gosaugebiete auftreten. Eine ähnliche kleinere Scholle tritt auch weiter im Westen auf, bei den hochgelegenen Häusern von Weißenbach, an der Gießhüblerstraße. Diese Schollen

Fig. 26.



Gehängeanschnitt am Fusse des Pachnerkogels.

a = Aufgelöster Brecciendolomit. — *b* = Feinkörniger Sandstein und lichte, schiefrige Mergel mit vereinzelten Hornsteineinschlüssen. — *c* = Neokomgestein. — *d* = Brecciensandstein (Orbitolinengestein).

haben die größte Ähnlichkeit mit jenen der „Drei Steine“ nördlich vom Grillenbühel, wo auch die Gosaubildungen dahinter auftreten.

Vor dem tiefeingeschnittenen Graben beginnen Konglomerate aus Dolomitrollsteinen mit kalkigem Bindemittel, auch Kalksandsteine treten auf. Es sind zerklüftete Massen ohne deutliche Schichtung, welche Stur als tertiäre Konglomerate eingezeichnet hat, welche ich jedoch als der Gosau zugehörig betrachten möchte. Eine neue Waldstraße war im vorigen Jahre oberhalb des erwähnten Weges im Bau. Die Arbeiten entblößten nur typische Gosausandsteine, die dann auch von dem Sattel abwärts anhalten.

An der Straße von Weißenbach zum Wassergespreng, nach den hintersten Häusern, tritt am Fuße des Pachnerkogels zunächst (Fig. 26) schiefrig sandiges Schuttmaterial auf, das an einer ebenen Fläche an einen feinkörnigen Brecciendolomit angeschoben erscheint, der, durch viele Klüfte zerstückt, eine Strecke weit anhält, worauf dann in diskordanter Anlagerung feinkörnige Sandsteine und lichte, schiefrig mergelige Gesteine mit vereinzelten Hornsteineinschlüssen folgen (Streichen N—S und verflächen mit 50° gegen Ost).

Sie stoßen an einer Kluft ab, gegen eine Schichtfolge von recht verschiedenen Charakteren: eine feste Bank eines weißaderigen, feinkörnigen Kalkes, dann grünliche, glimmerigsandige Gesteine mit größeren, eckigen Einschlüssen, grobkörnige, graue Sandsteine, mit vielen undeutlichen Fossilien (an die Orbitolinengesteine erinnernd).

Eine kurze Strecke weiter aufwärts folgen die großen Aufschlüsse in der großkörnigen Gosaubreccie, deren Hauptmaterial aus Hauptdolomit, dolomitischem Kalk und dichtem Kalk neben grünfarbigen Schiefern besteht. Bankig. Streichen hora 23, Verflächen gegen Ost. Gesteine, welche ich sicher als Neogen ansprechen könnte, wie es auf der Sturschen Karte angegeben wird, habe ich nicht gesehen.

Weiterhin folgen im Straßenanschnitte die typischen Gosausandsteine und die roten und hellfarbigen Mergel der Gosauformation. Gleich oberhalb des Wirtshauses im Wassergesprenggraben ging ich am rechten Talhange einen steilen Waldgraben hinan, auf der Suche nach dem auf Sturs Karte hier angegebenen Vorkommen von Lias-Crinoidenkalk, konnte jedoch nichts davon auffinden, nicht einmal lose Brocken, welche früher ab und zu hier zu finden waren. Der Graben weist zuerst Findlinge von Gosausandstein im Waldboden auf; etwa 60 *m* hoch über dem Wirtshause traf ich dann Findlinge von Brecciendolomit und am Waldrande, gegen die vom Tiergarten herüberziehende Wiese (zirka 90 *m* über dem Wirtshause) einen großen scharfkantigen Block aus grauem, dichten Actaeonellengestein, mit mittelgroßen Actaeonellen. Beim Eintritte in den Wald, von der Westecke der Wiese aus, fand ich wieder Blöcke von typischem Gosaukonglomerat.

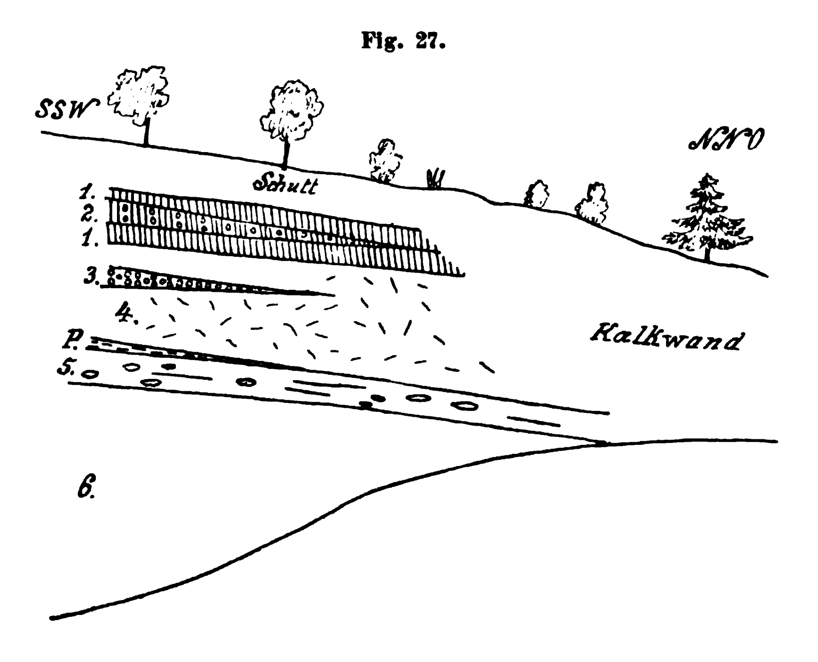
Das erwähnte, auf der Sturschen Karte im Wassergesprenggraben oberhalb des Jägerhauses, am rechten Talhange angegebene Liasvorkommen ist offenbar nur auf Findlinge begründet worden, welche vom Einbettenberge herabgekommen sein dürften. Anstehend trifft man nur Kreidegesteine, und zwar Mergelschiefer, die dem Neokommergel ähnlich sind, und Gosausandsteine. An der Fahrstraße nach Weißenbach stehen unterhalb des Jägerhauses die besonders am rechten Talhange schön aufgeschlossenen Gosaugesteine an, welche zuletzt von Theodor Fuchs (1899) ausführlicher besprochen worden sind. Es ist eine Schichtenreihe mit westöstlichem Streichen und südlichem Verflächen.

Zunächst feste, wohlgeschichtete Sandsteine, darüber mürbe, graue, sandige Mergel, welche in griffelförmige Stücke zerfallen, überlagert von einer Reihe von sandigen und konglomeratischen Bänken im Hangenden, glimmerig mit kohligen Spuren, wodurch die Ähnlichkeit mit den Kreideflyschgesteinen in der Tat eine überraschende wird. Mächtige grobkörnige Konglomerate und Dolomitbreccien und darüber schiefrigsandige Kalkmergel treten vor Weißenbach, den Pachnerkogel zusammensetzend, auf, Gesteine, welche D. Stur, wie im vorstehenden erwähnt, als „Leithakalkkonglomerat" ausgeschieden hat. Ich möchte diese Bildungen in Übereinstimmung mit Th. Fuchs den Gosaukonglomeraten zurechnen.

Über die Verhältnisse im Gaadener Tertiärbecken finde ich in einem der Notizbücher über die mit meinen Hörern im Jahre

1891 (9. Mai) unternommene Exkursion einige Angaben. So heißt es: Der Ölberg (zwischen Mittel- und Obergaaden) besteht aus einem jung aussehenden Schotter. Das Schottervorkommen der Sturschen Karte ist weitgehend zu verkleinern. Ganz nahe, rechts vom Fahrwege nach Obergaaden, treten an der Sohle eines alten Kellers sandige, schlierartige Tegel im Liegenden des Schotters zutage. Auch in dem Hohlwege gegen Obergaaden treten sie auf, hier mit Fossilienführung. An den Uferbrüchen des Mödlingbaches fanden sich rezente Schalen von Unionen, Planorben, Limnaeen und *Helix.* Südlich von Mittelgaaden, bei der Kote 342, finden sich die tertiären, sandigen Tegel mit den von Kittl (1890) namhaft gemachten Fossilien. Der Untergrund des Schlösselwaldrückens und der Reisetwiesen besteht in der Tat aus tertiären Sanden, welche weiter gegen Westen anhalten,

Fig. 27.



bis nahe an den Steinbruch bei Kote 386 und 387, aber auch bis an den Waldrand nördlich von Siegenfeld. An dem Wege, der von Siegenfeld zu dem erwähnten Steinbruche führt, fanden wir in diesen Sanden bei der Kote 372 unweit der kleinen Kapelle und weiter westlich große Austern und Balanen. In dem Steinbruche stellten sich damals die Verhältnisse folgendermaßen dar (man vgl. Fig. 27):

1. Löcheriger, grober Kalksandstein mit Einschlüssen von älteren Sandsteinen und Mergeln.

2. Kalkknollenbank mit braunem lettigen Zwischenmittel, gegen NNO auskeilend (1 und 2), fast horizontal liegend.

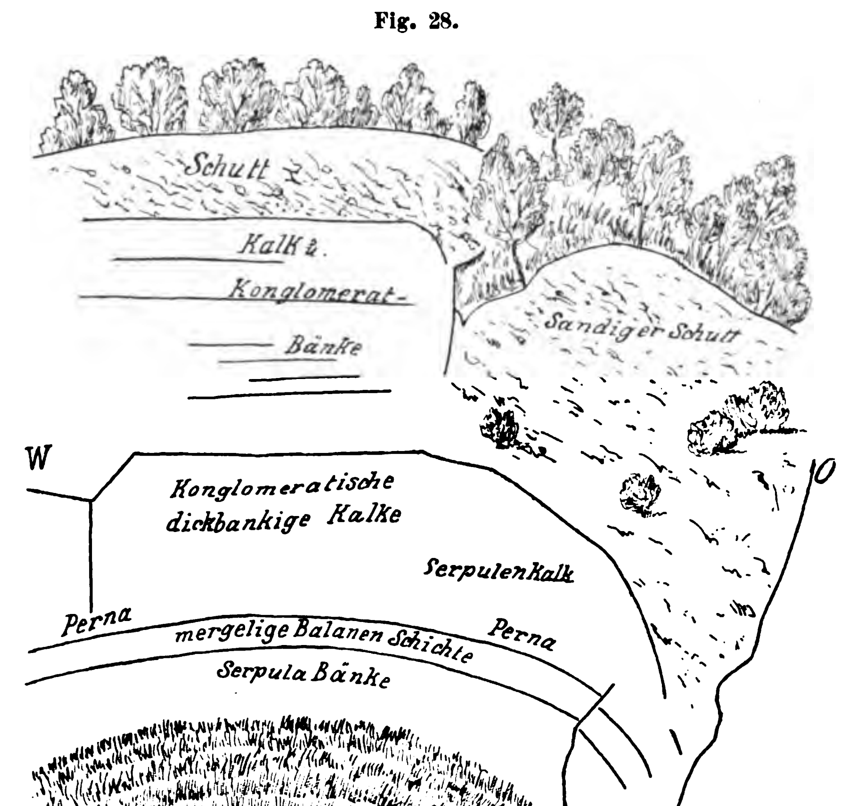
3. Eine ähnliche Kalkknollenbank mit wenig Letten.

4. Massige, etwas sandige Kalkbänke, ohne deutliche Schichtung, mit großen Austern und Balanen.

5. Eine sandigtonige Schichte mit kleinen Austern und wohlerhaltenen Balanen. Im W fand sich eine Pernabank (*P*), welche an jene von Eggenburg erinnert. Viele große Exemplare mit den Schalen und dem Schlosse wohlerhalten.

6. Feste Kalkbänke (mit vielen *Serpula*-Röhrchen, so daß man stellenweise von einem *Serpula*-Kalke sprechen könnte, was auch für die Liegendpartie von ‚4‘ gilt).

Fig. 28.



Ansicht des Kalksteinbruches.

Nach einer Skizze: von A. Rosiwal, 9. Mai 1894.

Herr Chefgeologe Ingenieur A. Rosiwal, damals Assistent meiner Lehrkanzel, hat unsere Beobachtungen aufgezeichnet und auch einige Skizzen entworfen, von welchen noch die Fig. 28 angefügt werden soll.

Das nahe gelegene Heutal verläuft bereits im Hauptdolomit. Westlich von Siegenfeld fanden wir in einem tieferen Entwässerungsgraben schwarze Erde aufgeschlossen, in welcher sich *Helix*- und *Succinea*-Schalen und auch Limnaeen in großer Zahl fanden.

6. Der Sparbacher Tiergarten [1]) und Umgebung.

Beim unteren Teiche stehen am rechten Hange an der Straße typische Gosausandsteine an, welche O—W streichen (hora 6) und mit 80° gegen S einfallen. Sandsteinbänke wechseln mit schiefrigen, mergeligen Sandsteinen, welche zum Teil in krümelig zerfallende Mergelschiefer übergehen. Bald darauf treten dieselben Gesteine wieder deutlich zutage, am Waldrande nach der Teichwiese, und zwar bei demselben Streichen mit nördlichem (65°) Einfallen. Beim oberen Teiche finden sich feinkörnige, dünnplattige Sandsteine. Diese Gesteine halten an bis an die Felsmauern unterhalb der großen Wegkrümmung, wo sich die Parkstraße gegen O wendet, während die Waldstraße zum Kreuzsattel im Tale aufwärts zieht.

Am linken Talhange sind dieselben Gesteine in einem kleinen Steinbruche unmittelbar hinter dem Parkzaune, beim unteren Teiche, aufgeschlossen. Auch hier streichen die Schichten ONO (hora 5) und verflächen mit 80° gegen S. Es sind dickbankige, graublaue, glimmerreiche Sandsteine mit spärlichen kohligen Spuren auf den Schichtflächen. Dünnplattige Sandsteine wechseln mit den dickeren Bänken. Gegen den Hang zu erscheinen die Sandsteine durchweg dünnplattig aufgelöst und vielfach zerklüftet und verbrochen, während gegen den Berg zu die Festigkeit der Bänke zu-, die Zahl der Kluftflächen aber abnimmt.

Hier ist eine Stelle, wo es kaum möglich wäre, den „Gosau-" vom Flyschsandsteine in petrographischer Beziehung zu unterscheiden.

Nahe der erwähnten Straßenkrümmung beginnt erst der Zug von Lias-Crinoidenkalken, welche sich von der Felsmauer auf der linken Talseite jenseits des Sparbachdurchrisses, über die Ruine Johannstein, zu dem hoch oben liegenden Gemäuer („Köhlerhütte", 567 *m*) und weiter gegen NO fortsetzt. Auf der Sturschen Karte (1:75.000) ist dieser Zug gegen S gerückt, während er auf Sturs Aufnahmskarte (1:25.000) an richtiger Stelle eingezeichnet ist. Auf der rechten Talseite erhebt sich, wie gesagt, ein gegen den Sparbach mit Felswänden abstürzender, auch sonst steilgeböschter Berg, der an seiner Südseite aus Dolomit und Dolomitbreccien besteht, an welche sich die Lias-Crinoidenkalke anlehnen, welche bei der Wegkrümmung die Wände bilden. Für die Nachbarschaft noch jüngerer Gesteine spricht das Vorkommen von dichten hellen Mergelkalken (Aptychen führend) und von roten Hornsteinkalkmergeln.

Anstehend trifft man sie auf dem Waldwege, der sich gegen den Höppelberg hinzieht. Auf demselben gelangt man an eine neu angelegte Fahrstraße, die in einen dichten Grasteppich umgewandelt wurde und

---

[1]) Von seiten der fürstlich Liechtensteinschen Hofkanzlei war mir die Erlaubnis geworden, auch alle „verbotenen Wege" betreten zu dürfen, wofür ich meinen besten Dank ausspreche.



am Südhange des Ausläufers des Höppelberges hinaufführt, unterhalb der Höhe mit der Kote 504 bis zu der nordwestlichen Parktüre. Da die Straße in den ziemlich steilen Hang eingeschnitten wurde, ergaben sich mehrfache recht gute Aufschlüsse des Gesteines. Zunächst halten hellgraue, schiefrige Aptychen-Mergelkalke an, bis etwa 60 *m* über den Sparbach; dann folgen unmittelbar darüber graue, gelbbräunlich verwitternde, am Hange ganz verbrochene sandigkalkige Breccien, welche reich sind an Fossilien, vor allem an riesig groß werdenden Patellinen (*Orbitolina concava Lam.*). Dieselben finden sich in solcher Menge, daß einzelne der als Verwitterungskerne beim Herstellen der Straße gewonnenen, sehr fest gebundenen Blöcke das Aussehen der „Orbitulitensandsteine" der Gosau annehmen, indem Schale an Schale lagert. Form und Größe der flachkegeltellerförmigen Patellinen sowohl, als auch die Gesteinsbeschaffenheit stimmen auf das beste überein mit jenem Findlinge, den ich seinerzeit als losen Block auf der Meiereiwiese in der Vorderbrühl aufgefunden habe (Verhandl. d. k k. geol. R.-A. 1882, pag. 194); aber auch die von Bittner (ebenda 1897, pag. 216) bei Markl unweit Lilienfeld angetroffenen Orbitolinengesteine scheinen nach der gegebenen Darstellung ganz ähnlich zu sein. Auch bei Lilienfeld hat Bittner sehr große Individuen aufgefunden, welche, was ihre Größe anbelangt, von einzelnen der Sparbacher Stücke noch weit übertroffen werden.

Interessant ist auch die Übereinstimmung des Auftretens hier und dort insoweit, als diese cenomanen Orbitolinen-(Patellinen)-Gesteine mit den typischen Gosaugesteinen nichts zu tun zu haben scheinen. In Lilienfeld sind sie, wie Bittner anführt, im S von Liasfleckenmergeln begrenzt, hier bei Sparbach liegen sie über Kalkmergeln mit Neokomaptychen, Kalkmergel, welche petrographisch, wie ich an manchen Punkten zu sehen Gelegenheit hatte, geradezu als Fleckenmergel bezeichnet werden müssen. Es sei hier schon angeführt, daß das Aussehen der Orbitolinengesteine nächst Sittendorf ein ganz abweichendes ist, indem bei Sittendorf, wo ich derartige Gesteine besonders am Kalkfelde in vielen Findlingen, aber immer nur in Findlingen, angetroffen habe, das Gestein das Aussehen gewisser feinkörniger „Gosaubreccien" von dunkler Färbung annimmt.

Die Aptychenmergel und die Orbitolinengesteine streichen an der wiesigen Tiergartenstraße von NW gegen SO und verflächen (flach bis 40°) gegen NO.

Von dieser Waldstraße aus verfolgte ich einen Waldweg gegen S und SO gegen den Hegenberg hin, wo sich weithin kein anstehendes Gestein fand. Gelegentliche Findlingsbrocken deuten auf dolomitische Gesteine hin.

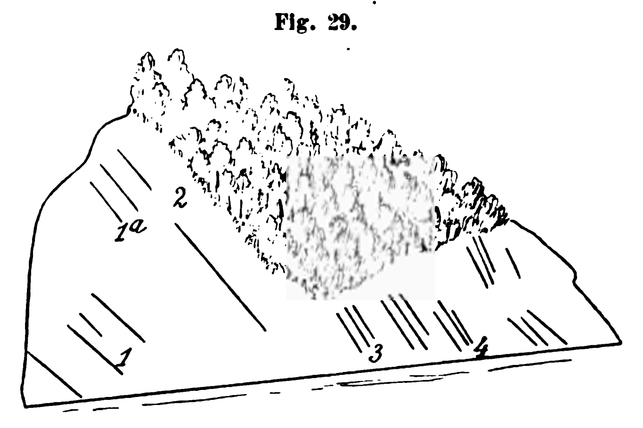
Auf dem um ‚504' herumführenden Wege, und schließlich am Nordhange, steil gegen den Sparbach hinab, bewegt man sich fort und fort im Gebiete der mit den hydraulischen Mergeln am Flösselberge übereinstimmenden Kalkmergel, welche hie und da Neokomaptychen und Ammoniten, immer aber die hellgelbbräunlichen Limonitflecken und -röhren aufweisen. Deutliche Schichtung kann man erst nahe an der erwähnten Kalksteinwand, bei der Straßenbiegung gegen-

über von Johannstein, wahrnehmen (Fig. 29), an welche sich das Neokom innig anschmiegt. Während aber die rötlichgrauen, unter dem typischen Lias-Crinoidenkalk lagernden Kalke und die Crinoidenkalke W—O streichen und mit 40° gegen N fallen, streichen die auf zirka 50 *m* weit schön aufgeschlossenen neokomen Mergelkalke von SW—NO und verflächen mit 45—60° gegen NW. Zwischen den Crinoidenkalken und den typischen hydraulischen Mergeln liegen rote Kalke mit Hornsteinlinsen und -Knauern.

Am linken Talhange des Sparbaches, unterhalb der Burgruine Johannstein, erheben sich die rötlichen Lias-Crinoidenkalke in Wänden.

Auf dem zur Ruine hinaufführenden Fußwege oberhalb einer kleinen Quelle stehen Dolomitbreccien an, welche steil gegen NW unter die

Fig. 29.



Aufschluss bei der Umbiegung der Fahrstrasse gegenüber von Johannstein am rechten Talhange.

1. Rötlichgraue Kalke. — 1 *a*. Rötlichgraue Kalke mit Andeutung von Breccienstruktur. — 2. Lias-Crinoidenkalk. — 3. Roter Hornsteinkalk. — 4. Neokomer Aptychenkalkmergel.

Burgfelsen einfallen. Sie halten bis an die Wände vor der Grabenbrücke am Johannstein an, welche sich gegen NO den Kamm hinan verfolgen lassen. Die Wand am Johannstein besteht zunächst der Burg aus rötlichgrauen Kalken, auch hier zum Teil mit ausgesprochener Breccienstruktur, und aus Crinoidenkalk. Schichtung sehr undeutlich. Auf dem Fahrwege gegen O dieselben Dolomitbreccien wie bei der Quelle am Fußwege, dann Gosausandstein und feinkörnige, feste Gosaubreccien. Die Gosau reicht an der Südseite dicht an die Crinoidenkalke hinan, doch treten dazwischen die Dolomite und Dolomitbreccien auf. Auf dem Waldwege gegen die hohe Tanne mit dem St. Hubertusbilde: Dolomit und Dolomitbreccien, dann folgen wieder die Gosausandsteine: gelbbraun, verwittert und glimmerreich. Sie scheinen nordwärts gegen den Heuberg einzufallen. Auch dickbankige Bresciensandsteine mit Fossilienspuren stehen (nach der kleinen Quellmulde)

an. Auf dem Fahrwege, der zur oberen (künstlichen) Ruine (landesüblich als „Köhlerhütte“ bezeichnet) führt, kommt man fort und fort über Dolomit und Brecciendolomit, der an der Straße mehrfach aufgeschlossen ist. Erst ganz oben findet man in dem in niederen Felswänden aufragenden Crinoidenkalke, auf dem das Gemäuer steht, die Fortsetzung des Crinoidenwandkalkes von Johannstein. Der Dolomit hält auch im S und SO des Köhler-(„Keller“-)hüttenberges an bis hinab nach Johannstein.

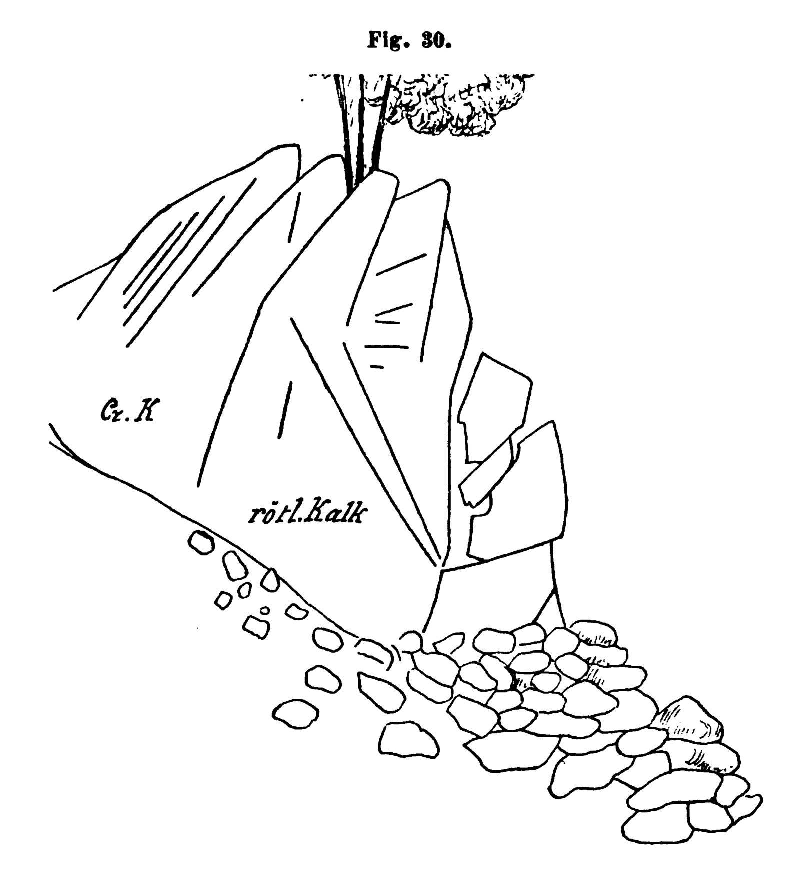
Ein kleines, riffartig aufragendes Hügelchen mit einem Doppelbogengemäuer („Dianatempel“, soll heißen Triumphbogen, der Dianatempel stand im SW nahe der Kehre der Heubergstraße) inmitten des großen Wiesenzuges, der sich nach NO hin durch den „Kaninchengarten“ und nach kurzer Unterbrechung weiter bis gegen den Wassergesprenggraben hinzieht, besteht gleichfalls aus Dolomit und Brecciendolomit, welcher wie eine Klippe aus den umgebenden Kreidesandsteinen aufragt. Die Bänke verflächen gegen SW mit 50°. Auch der östliche Heubergabhang besteht vom Waldrande aufwärts aus Dolomit und hellen dolomitischen Kalken, welche zur Zellenkalkbildung geneigt sind.

Die dermalige Freytagsche Karte läßt, was die Parkfahrwege anbelangt, manches zu wünschen übrig, wird jedoch auf Grundlage der fürstlichen Forstkarte richtiggestellt werden. Folgt man der Parkstraße von dem erwähnten Waldwege aus, wo sie sich etwas nach abwärts gegen die Lehnwiese hinsenkt, so kommt man, nahe am Westende der genannten Wiese, auf typische Neokommergel, Mergelkalke mit *Ammonites cf. cryptoceras*, über welchen feinkörnige Breccien lagern, ganz vom Aussehen der Orbitolinengesteine bei Sittendorf, am Kalkfelde. Darüber liegen feinkörnige, grünlichgraue Gosausandsteine. Streichen hora 2 (N 15° O), Verflächen gegen O und weiterhin gegen W, so daß hier eine flache Antiklinale zu vermuten ist. Eine Strecke weiter, am oberen Rande der unteren und oberen Wiese im SSO des Triumphbogens befindet sich eine rinnenförmige Aufgrabung im Walde, in welcher in der ganzen Erstreckung gegen NO eine Menge von losen Crinoidenkalkschollen mit scharfen Kanten und Ecken zutage treten. Es sind Reste einer abgebrochenen Parkmauer. Dort, wo die Straße nach der ersten (westlichen) Kehre gegen die Mauer, das heißt gegen NO hinaufführt, kommt man zunächst wieder auf dolomitische Breccien. Gegen die Mauer hin liegt dann darüber ein wohl charakterisiertes Gosaukonglomerat und über diesem ein ganz prächtiges Vorkommen von Actaeonellenkalk, eine förmliche Anhäufung von Actaeonellen, vergleichbar jenen beim Scharrergraben im Piestingtale. Dieselben halten über die östliche Kehre und eine Strecke weit an der zum Heubergsattel hinaufführenden Wegstrecke an, wo sie dann wieder an Brecciendolomit und Dolomit grenzen. Dieses Vorkommen scheint eine größere Verbreitung gegen ONO zu besitzen, da ich später, wie oben erwähnt wurde, genau nordöstlich von der Kote 505, westlich vom oberen Wirtshause im Wassergesprenge, einen scharfkantigen größeren Block von ganz demselben Aussehen, wie nahe der östlichen Parkmauer, aufgefunden habe. Diese Actaeonellenkalke, im Parke sicher anstehend, waren meines Wissens die ersten Funde anstehender Vorkommnisse im Randgebirge und erweckten die Hoffnung, daß es doch

noch gelingen werde, die Herkunft jener seit langem bekannten Gosauactaeonelleneinschlüsse im Leithakonglomerat am Nordosthange des Sonnberges in der Perchtoldsdorfer Gegend feststellen zu können. (K. M. Paul 1859, F. Karrer 1868.) Eine Vermutung, die sich, wie an anderer Stelle angeführt wurde, bald darauf bewahrheitete.

Die in Schleifen angelegte Straße zum Sattel im W der obersten Heubergkuppe (587 *m*) wendet sich schließlich gegen NO wieder der Parkmauer zu. Kurz vor der Sattelhöhe trifft man rötlichen Kalk über hellen, weißaderigen Kalken, welche an gewisse Ausbildungen der

Fig. 30.



Kalke der oberen Trias erinnern, und am Nordhange des Heubergzuges eine Strecke weit anhalten, wie es scheint, überlagert von einem rötlichgrauen, sehr feinkörnigen Oolith mit Spuren von Fossilien, welche mit den den Lias begleitenden rötlichgrauen Kalken (Jura?) im Johannsteinzuge in näherem Verhältnisse stehen dürften.

Von der obenerwähnten Straßenwendung im Parke unterhalb der Ruine Johannstein führt der Weg zum Kreuzsattel. — Gleich oberhalb der Crinoidenkalkfelsen von Johannstein beginnen die hydraulischen Mergel, welche weit talaufwärts anhalten und entlang

der neuen Fahrstraße am linken Talhange auf weite Strecken schön aufgeschlossen sind. Oberhalb der Umfassungsmauer streichen sie nach hora 5 und verflächen mit 40° gegen N. Es sind frisch blaugraue Kalkmergel mit gelben Ockerflecken, ganz jenen gleichend, wie sie im Zementkalkbruche im Flösselgraben auftreten. Sie dürften auch stellenweise dieselben Ammoniten und Aptychen, und zwar recht häufig enthalten, wovon ich mich mehrfach zu überzeugen Gelegenheit hatte. Die Aufschlüsse sind bis an die Stelle zu verfolgen, wo bei der Kote 420 *m* das Seitental gegen NO hinaufführt. Ich verfolgte den dichtbewaldeten Graben gegen NNW zum Kreuzsattel. In diesem tief eingeschnittenen, nach oben sehr eng werdenden und zuletzt sehr steil ansteigenden Graben mit mehreren auffallenden Gefällsbrüchen und terrassenartigen Talstufen, einem natürlichen Verbaue gleichend, finden sich nur Rollblöcke dolomitischer Natur, welche von den beiderseitigen Höhen stammen. Dort, wo der Steilanstieg beginnt, etwa 100 *m* über der Sparbacher Kirche (10 Einheiten des Aneroides), stellen sich hellgraue Kalke ein, die vom Osthange stammen, während der Westhang immer noch aus Hauptdolomit besteht. Weitere 45 *m* höher kommt man am Osthange an eine klippenartig aufragende Kalksteinfelsmauer, ähnlich jener unterhalb des Johannsteinfelsens. Sie besteht unten aus rötlichen dichten Kalken, über welchen ausgesprochene körnige Crinoidenkalke auftreten, gleichfalls von rötlicher Farbe und petrographisch mit den Johannstein-Crinoidenkalken vollkommen übereinstimmend (Fig. 30).

Der anstehende Fels liegt mehrere Meter oberhalb des Grabenweges an einem mit lockeren Felssturzmassen überdeckten Hange. Der südliche Teil, in mächtige Blöcke aufgelöst, hängt zum Sturze bereit an der Wand. Auffallend schien mir, daß sich hier nur rundgliedrige Crinoiden finden ließen, während am Johannstein der Kalk geradezu als Pentacrinitenkalk bezeichnet werden könnte. Die rötlichen Kalke erinnern an die am Vereinsquellenwege auftretenden (man vgl. an der betreffenden Stelle pag. 270). Die Schichten scheinen W—O zu streichen und steil (bis 80°) gegen N einzufallen.

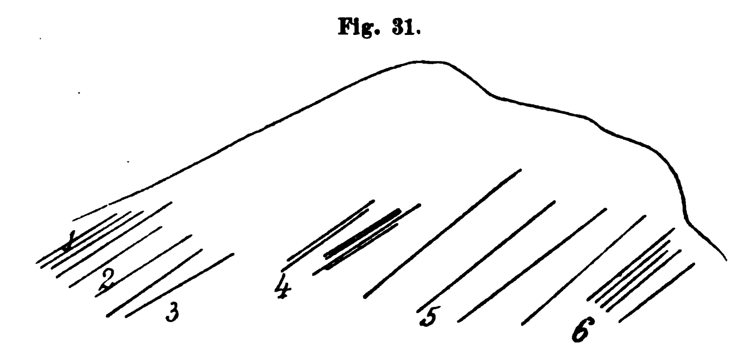
Gleich oberhalb liegt das sogenannte Jakobsbründl an einem Steilhange, wo grauschwarze, sehr feinkörnige, fest gebundene Kalke vorkommen, das einzige Anzeichen von Bildungen, welche etwa den Horizont des Wengener Schichtenkomplexes, der nach Stur hier auftreten soll, andeuten könnte.

Von Sparbach über den Hegen- und Höppelberg nach Neuweg zum Essigmandel und über das Rote Kreuz und Wildegg nach Sittendorf. Es sind dies Wege, welche zumeist durch dichtbewaldete Gelände führen, wo sich nur recht wenig bessere Aufschlüsse finden.

Zunächst kommt man vom Sparbacher Friedhofe aus über mit Wiesen bedeckte, durch Regenrisse hie und da aufgeschlossene Gosausandsteine und Konglomerate. Die ersteren zum Teil grellrot gefärbt, die letzteren mit Einschlüssen von Lias-Crinoidenkalk. Etwa 60 *m* über dem Friedhofe kommt man im Walde über Kalkmergel, welche den neokomen Aptychenmergeln ähnlich sind. Ein alter kleiner Stein-

bruch rechts vom Wege an einer Kuppe im Walde zeigt genau nach NW verflächende (25⁰) Gosaukonglomerate, dahinter treten an einem Steilanstiege abermals, hier sicher anstehende, gelbliche Mergelkalke mit *Aptychus cf. Seranonis* auf, die an Dolomit und Dolomitbreccien angrenzen (90 *m* über dem Friedhofe). Etwas höher tritt der Neokommergel nochmals hervor und fand ich hier (100 *m* über dem Friedhofe) ein Ammonitenbruchstück mit ungemein zarter Streifung (*Lytoceras?*). Auf der Wegstrecke an der O-, NO- und N-Seite des Höppelberges steht Dolomit an; auch am Hange gegen den Sparbachgraben hinab. Dort, wo der Weg hinabführt gegen die Kote 485 *m*, kommt man wieder auf die Mergelkalke und hydraulische Mergel des Neokom, welche in einem kleinen Steinbruche an einer Kuppe im Walde rechts vom Wege, kurz vor dem Sattel (Wildegg—Neuweg) schön aufge-

Fig. 31.



Aufschluss an der Kuppe im Walde vor dem Neuweg—Wildeggsattel.

1. Graue Kalkmergel mit undeutlichen Ammoniten. — 2. und 3. Rötlichbraun gefärbter Mergelkalk. — 4. Dünnplattige, lichtrötliche, feste Mergelkalke mit Belemniten (schlank und spitz mit elliptischen Querschnitten). — 5. Hellrötlichgraue Mergelkalkbänke mit kleinen Ockerflecken (Bruchstück von *Lytoceras sp.*, Belemnitendurchschnitte und Aptychen. Auch runde Crinoidenstielglieder). — 6. Dunkelbraunrote Mergelkalke mit vielen kleinen Aptychen. Feingestreifte Formen. *Aptychus cf. Seranonis* oder *Aptychus Beyrichi Gemm.* (Viell. Tithon).

schlossen sind. Die Schichten streichen hora 7 (W—O) und verflächen mit 53⁰ gegen N (Fig. 31).

Am Fahrwege (neu angelegt) zum Neuwegwirtshause, am SO-Abhange des Hausberges, zunächst 1. grauschwarze, weißaderige Kalke mit kleinen Crinoidenstielgliedern und kleinen Rhynchonellen; weiterhin 2. dunkelgraue, dichte, mergelige Kalke mit *Terebratula sp.*, einer großen Schneckenschale (im Durchschnitte mit gerundeten Umgängen und gerundeter Spitze) und einem glatten *Pecten*; 3. hellgraurötliche, dichte, weißaderige Kalke mit Korallendurchschnitten (Lithodendronkalk) mit *Avicula cf. contorta* und an *Holopella alpina* erinnernden kleinen Gastropoden; 4. grauschwarze, weiß verwitternde Kalke mit *Waldheimia* und Pentacriniten. Auch auf dem oberen Waldwege sind diese, wie ich meine, dem Rhät zuzurechnenden Kalke (2—4) zu

finden, neben hellen Brecciendolomiten des Hausberges. Die unter 1. verzeichneten Kalke könnten auch etwas älter sein.

An dem gelbmarkierten Wege, über die wiesigen Hänge zwischen dem Haus- und dem Sulzerberge hinan, gibt es nur Findlingsbrocken von einem dunkelfarbigen, sandigen, weißaderigen und braun verwitternden Kalke, wie vorher nahe dem Sattel (1).

Am Waldrande, wo der rotmarkierte Weg den gelben überquert, fand ich hellen dolomitischen Kalk, feinkörnigen Dolomit und graubräunlichen, sehr feinkörnigen Crinoidenkalk (wie 1).

Am grünmarkierten Waldwege fand sich ein grauer Lumachellen kalk mit zahlreichen undeutbaren Schalen. Weithin bis zur Essigmandelwiese findet sich leider kein Stein im lehmigen Waldboden. Am Wiesenrande sandigschiefrige Flyschbrocken. Dort, wo der grünmarkierte Weg zum Roten Kreuz hinabführt, liegen viele Gruben und Halden in grauem, weißaderigen, zum Teil zinnoberrot geflecktem Dolomit, der sich gegen Wildegg hinab erstreckt.

Das Neokom traf ich nur am Schloßbergfelsen in der Form von roten, weißaderigen Mergeln und Mergelkalken (Streichen hora 11, Verflächen gegen O). Im östlichen Teile der Hänge sind die Gesteine Aptychen führend. Aber auch roter Kalk mit Crinoiden tritt auf, der den Jurakalken gleicht.

Bei Sittendorf beging ich die Südränder der Kalkfelshänge des Allee- und Höppelberges, das Hochfeld und Kalkfeld, um das Vorkommen der Orbitolinengesteine aufzusuchen, ohne daß es mir gelungen wäre, dieselben an diesen beiden Randzonen anstehend beobachteu zu können. Erst später fand ich sie auf dem Wege gegen Sparbach. Die Findlinge, von denen schon Bittner (Verhandl. 1899) gesprochen hat, wurden bald gefunden und zwar besonders am Nordrande des Kalkfeldes in großer Menge, weniger häufig am Rande des Hochfeldes, wo ich unter den Findlingen auch Kalke, einen Sandstein mit Bruchstücken einer faserigen Schale (Inoceramengestein), Gosaukonglomerate und einen größeren Brocken eines schönen Biotitgranits auffand.

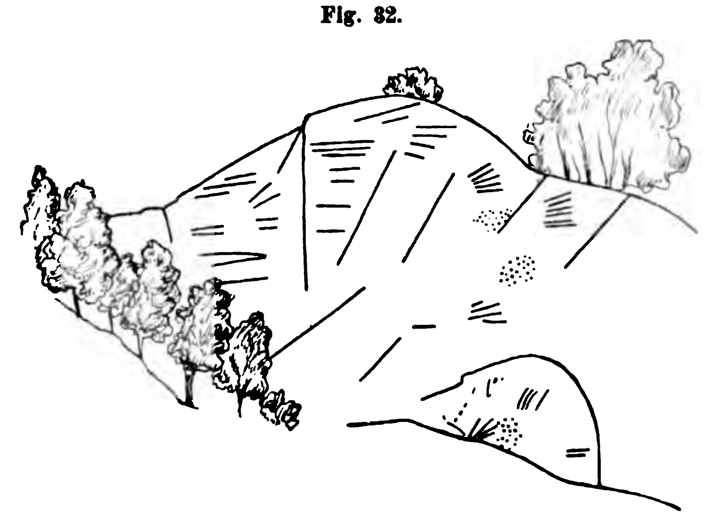
Am nordwestlichen Rande des Hochfeldes fand ich, in einem kleinen Buchenwäldchen, einen anstehenden Kalksteinfelsen, als steilen Südrand einer kleinen wiesigen Terrasse, der sich als ein geradezu prächtiges Vorkommen von rhätischem Lithodendronkalke ergab. Man hat hier früher einmal Steine gebrochen und an den Abbruchswänden, die stark abgewittert erscheinen, zeigen sich, besonders im östlichen Teile des Aufschlusses, die Lithodendronäste in schönster Ausbildung (Fig. 32). Seltener fand ich Terebrateln (*Waldheimia gregaria*), *Spiriferina uncinata*, eine schlecht erhaltene Schale von *Cardium cf. austriacum.* (Man vgl. Bittner, 1897. Es sind offenbar die von Bittner erwähnten Rhätfelsen.)

Am Nordrande des Kalkfeldes führt eine Waldfahrstraße gegen den Hegenberg hinauf und von dem Sattel nach Sparbach. Im Schotter dieser Straße liegen die Orbitolinenbreccien mit kleinen schwarzen Hornsteinbrocken in Menge herum. Der Gesteinscharakter ist ein von dem Vorkommen im Tiergarten verschiedener, der überraschend ähnlich ist jenem gewisser, in der „Gosauformation“ oberhalb Perchtoldsdorf

auftretender, feinkörniger Breccien. Die Angabe der Leute, der Schotter sei der großen Schottermasse an der Ausmündung des Engtales unterhalb Wildegg entnommen, konnte ich nicht zutreffend finden, da das Material der großen Grube auch nicht ein Stück mit *Orbitolina* erkennen ließ.

Im Walde nördlich vom Kalkfelde stehen die Rhätkalke gleichfalls an. Sie bilden bei einer Wildfutterstelle einen großen Fels, der an seiner Nordseite in einem alten Steinbruche aufgeschlossen ist. Es sind lichtgraue, dichte Kalke mit weißen Adern, welche im oberen Teile deutliche Schichtung erkennen lassen (Streichen hora 2). Hier finden sich Lithodendronkalke von ganz ähnlichem Aussehen wie im Norden des Hochfeldes. Dahinter, gegen den Hegenberg zu, treten

Fig. 32.



Lithodendronkalkfels am Nordwestrande des Hochfeldes bei Sittendorf.

Zirka 4 *m* hoch.

dann Dolomite und Brecciendolomite auf, so daß den Rhätkalken auch hier keine sehr große Ausdehnung zukommen dürfte.

Im östlichen Teile des Kalkfeldes erhebt sich inmitten der Flur eine kleine Kuppe, welche an ihrem südlichen Hange aufgeschlossen ist.

Der Gesteinscharakter ähnelt recht sehr jenem der Blockbreccien am Gemeindekogel nächst Gießhübel, nur treten am Kalkfelde auch weniger großkörnige Gesteine auf. Hier wie dort finden sich Hornsteine vor. Das Material der Breccien besteht aus Kalkbrocken, darunter solchen oolithischer Natur, mit vielen undeutlichen Fossilien. Vorherrschend scheinen rhätische Gesteine (Kössener Schichten) zu sein, doch finden sich auch rötlichgraue Kalke mit schlanken Belemniten, die wohl als Juragesteine angesprochen werden dürften. Auch Orbitolinen führende Gesteinsbrocken wurden, wenn auch selten, angetroffen. In einer dunklen feinkörnigen Breccie fanden sich sowohl runde Crinoiden-

stielglieder als auch Cidaritenstacheln. Auch eine Deckelklappe einer kleinen *Exogyra* habe ich hier gesammelt. In mehreren Stücken fand ich kleine Seeigel, und zwar ein Stück von *Nucleolites cf. Olfiersi*, ganz ähnlich jenem von Escragnole (Quenstedt, Echinodermen, Taf. 78, Fig. 30) mit tiefer Analfurche, *Galerites subuculus* wie im Grünsande von Essen (Quenstedt, l. c. Taf. 76, Fig. 37) und *Galerites cf. rotula* (Quenstedt, l. c. Taf. 76, Fig. 45 von Escragnole). Auch eine Schale von *Pecten* (glatt mit konzentrischen, scharf ausgeprägten Anwachslinien) sowie ein Stück von *Janira quadricostata* liegen mir vor (Zittel, Gosaubivalven, Taf. XVIII, Fig. 4) sowie endlich ein anderes mit Schalentrümmern von *Trichites*. --

Von hier ging ich über die wiesigen Kuppen (Kote 442 und 455) zum Waldwege und nach Sparbach zurück.

Auf der steil geböschten Wiese sind Findlinge und Lesesteine aufgehäuft aus feinkörnigen Konglomeraten und festgebundenen Sandsteinen mit Exogyren. Auch typisches Orbitolinengestein findet sich darunter.

Auf dem Wege vom Sparbacher Friedhofe nordwestwärts zum Sattel im Norden der Kote 455 kommt man über Gosausandsteine auf feinkörnige rote, weißfleckige und graue Mergel und rote Sandsteine. Auch rote Konglomerate stehen an (Streichen hora 2, am Kopfe stehend). In grauen Quarzsandsteinen mit reichlichem kalkigen Bindemittel, in Wasserrissen aufgeschlossen, treten auch kleine Orbitolinen (*Orbitolina concava*) auf. Schwarze Quarzeinschlüsse sind nicht selten. An dieser Stelle liegt sonach ein anstehendes Vorkommen der Orbitolinengesteine. (Etwa 60 *m* über dem Friedhofe.) -- Am Rande des Waldes stehen die roten und grauen Mergelschiefer an und halten an bis zu der schönen Waldwiese. Auf dem Wildegger Wege folgen dann im Walde graue, weißaderige Mergelkalke mit gelben Ockerflecken, das typische hydraulische Neokomgestein. Auch feinkörnige gelblichgraue Breccien mit *Serpula*, *Ostrea* uud Orbitolinen finden sich an der Grenze gegen die Rhätkalke am Nordrande des Kalkfeldes.

Die Findlinge, die man in der Nähe des Sparbacher Friedhofes hin und wieder findet, stammen offenbar von oben her, denn bei der Tiergartenmauer oberhalb des Schlosses stehen sichere Gosausandsteine an, welche hora 5 streichen und mit 80° gegen N einfallen. —

Vom Heubergsattel auf der Fahrstraße um den Höllenstein zum Kreuzbergsattel, und auf dem Tiergartenwege von der Jakobsquelle nach Sparbach. Die Straße ist auch auf der Generalstabskarte (1:25.000) nicht ganz richtig eingezeichnet. Die Krümmung am Sattel liegt kaum 200 Schritte östlich von der „Köhlerhütte" (fälschlich als „Ruine Kammerstein" auf der Generalstabskarte; nach einem Führer für die Umgebung von Kaltenleutgeben [1895] soll hier die Burg „Schnepfenstein" gestanden haben). Gleich links von der Straßenkehre gegen die Köhlerhütte, an der Kuppe, liegen alte Steinbrüche in typischem Lias-Crinoidenkalk, in welchen zerklüftete Massen mit undeutlicher Bankung anstehen. An dem Birsch-

fahrwege von der Köhlerhütte gegen NNO treten über den typischen Crinoidenkalken lichtrötliche, feinkörnige bis dichte Jurakalke auf, welche seltene Belemniten und Ammoniten umschließen. Nur ein Exemplar der letzteren läßt, obwohl wenig gut erhalten, die Form als zur Gruppe des *Ammonites* (*Perisphinctes*) *convolutus Schloth.* (*Quenst.*) gehörig zum mindesten vermuten. Die Einschnürungen sind sehr tiefgehend. Auch *Perisphinctes curvicosta Opp.* (Neumayr, Cephalopoden von Balin. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., V., pag. 34, Taf. XII, Fig. 2) hat einige Ähnlichkeit, eine Form, welche auch in den Klausschichten von Svinica im Banat vorkommt. — An einer Stelle lassen sich die Lagerungsverhältnisse gut feststellen: Streichen hora 4, Verflächen mit 50° gegen NW.

An der Fahrstraße selbst sind am Nordhange der Heubergkuppe sehr schöne feinkörnige graue Kalkoolithe mit undeutlichen Spuren von Fossilien angeschnitten, deren Alter ich nicht sicherzustellen vermochte. Sie folgen auf jeden Fall über den Hauptdolomiten des Südhanges. Die hellen grauen Kalke, in welchen ich Dachsteinkalk vermutete, scheinen das Liegende zu bilden, die rötlichgrauen Jurakalke das Hangende. Die Lias-Crinoidenkalke erscheinen an der Straßenkehre nicht angeschnitten, sie liegen etwas nördlicher und sind sowohl beim Tore der Tiergartenmauer innerhalb des Parkes als auch außerhalb, vor der kleinen Waldwiese („Fockwiese") links (nördlich) von der Straße, gut aufgeschlossen, während auf der rechten Straßenseite, im Parke und außerhalb des Tores, wieder dolomitische Kalke und Dolomitbreccien angeschnitten wurden, die auch nach der Fockwiese rechts im Walde anstehen und von Lias-Crinoidenkalken überlagert werden, welche sich bis über den Einbettenberg, und zwar bis über die Kote 606 *m* hinaus verfolgen lassen. Hier sammelte ich am Fuße nahe der Straße: *Avicula inaequivalvis, Pecten sp.* (glatt), *Lima cf. densicosta Quenst., Terebratula, Rhynchonella, Spirifer cf. alpinus Opp., Pentacrinites* usw.

An der Straße vor der großen Schneise gegen den Einbettenberg sind rote (frisch graugrünliche) Hornsteinkalke aufgeschlossen, welche an die Liashänge angrenzen und in mürbe, rote, schiefrige Mergel mit Konkretionen eingelagert erscheinen. Diese Schichten streichen hora 3 und verflächen leicht geneigt gegen NW. Gegen Norden treten krümelig zerfallende Mergelschiefer und im Hangenden die gelblichgrauen Mergelkalke und Kalkmergel auf, welche ganz und gar den hydraulischen Neokommergeln im Flösselgraben gleichen.

In der Schneise, und zwar auf dem nördlichen Waldrande hinauf zur Einsattelung des Einbettenberges (südlich von der Kote 606 *m*) kommt man zunächst über die hellen Neokom-Aptychenmergel und etwa 20 *m* höher auf die rötlichen Mergel und auf hornsteinführende graue und rote Mergelkalke.

Am Sattel stehen graue dolomitische Kalke an. Im Walde nördlich von der Kuppe (606 *m*) kommt man an Lias-Crinoidenkalkfelsen. Auf der Vorhöhe des Einbettenberges (Kote 606 *m*) sammelte ich zahlreiche Exemplare von *Rhynchonella variabilis Schloth.* Darunter findet sich ein Stück mit nur einer Rippe im Sinus (Geyer, Brachiopoden der

Hierlatzschichten. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., XV, Taf. IV, Fig. 16) und eines mit drei Sinusrippen (Geyer, l. c. Taf. IV, Fig. 19). Eine auffallend große, schön gewölbte *Lima,* mit glatter, ungerippter Schale und spitzem Wirbel, wird wohl als *Lima gigantea* (Quenstedt, Jura, S. 77) anzusprechen sein. Am Ohre und am Rande lassen sich zarte konzentrische Anwachslinien erkennen. Die hellgrauen, dichten bis fein kristallinischkörnigen Kalke der Einsattelung enthalten eine Unmenge von organischen Einschlüssen, wie an den Abwitterungsflächen zu erkennen ist. Bestimmbares konnte ich leider nicht finden. Auf der Vorhöhe liegen die lichtrötlichen, dichten Kalke darüber (Jura?). Am südlichen Waldrande der Schneise treten unter den Lias-Crinoidenkalken des Einbettenberges gelbliche, sandige Mergel und sehr feinkörnige Sandsteine auf (mit Säure nicht brausend), welche verwittert feinporöse Hornsteinkerne enthalten.

Auf dem Sattel zwischen Einbettenberg und dem Höllenstein stehen an der Fahrstraße die gelblich ockerfleckigen und gelblich verwitternden Mergelkalke des Neokom (den hydraulischen Mergeln des Flösselbergsteinbruches ähnlich) an, mit spärlichen Fossilien: Aptychen, und zwar meist kleine Exemplare, darunter solche mit nach rückwärts auslaufenden Lamellen, ähnlich wie bei *Aptychus Mortilleti Pict. et Camp.* Auch rote Aptychenmergel finden sich. In einem grauen Mergel fand sich an dieser Stelle eine *Rhynchonella* mit tiefem Sinus auf der großen Klappe, ähnlich der *Rhynchonella Moutoniana.* Dem Sinus entspricht auf der kleinen Klappe ein scharfkantiges Dach. Auch eine feingestreifte, flachgedrückte *Rhynchonella* wurde aufgefunden.

Das Neokom fällt gegen eine Überschiebungsfläche ein, an welcher dolomitische Triaskalke angrenzen. Weiterhin folgen nun die grauen Hauptdolomite der Höllensteinmasse, welche anhalten bis an die Straßenbiegung, wo einerseits der Fußweg ins Wassergespreng und anderseits der Kammweg zum Kreuzsattel die Straße überqueren.

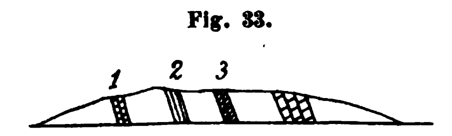
Auf der linken Seite des Wassergesprengweges, etwas unterhalb der Einmündung in die Straße, steht ein Felsriff an, welches aus gegen SW verflächenden, lichtrötlichen und im Norden ausgesprochen rotgefärbten Kalken besteht. Fossilreste sind recht selten, doch fand ich Spuren von Crinoiden, Aptychen, ein Ammonitenbruchstück, ein Bruchstück eines Haifischzahnes (vielleicht *Oxyrhina*).

Das Gestein gleicht ganz jenem des Jura unterhalb der Vereinsquelle, anderseits jenem am Felsen bei der Jakobsquelle. Die Schichten scheinen gegen hora 17 (WSW) steil einzufallen. Die Fahrstraße selbst verläuft zunächst der großen Wegkrümmung, gegen den Vorderen langen Berg zu, in neokomen Mergelkalken, bis zu dem Wege, der zur Stierwiese führt. Nach diesem Wege ist die Straße im Walde vor der Wiese am Huberram in rhätische Gesteine eingeschnitten. Die Schichten streichen schräg über die Straße von NW gegen SO (hora 10) und fallen steil gegen NO ein.

Es sind graue, dichte, mergelige Kalke und enthalten in einzelnen Bänken eine Unmasse von Fossilien, besonders im westlichen Teile

des kurzen Aufschlusses (1, Fig. 33), mergelige Bänke (2), netzaderige Kalke (3) und dickbankige, weißaderige Kalke (4) folgen darüber. Besonders viele Lithodendren finden sich neben *Plicatula intusstriata* und zahlreichen Exemplaren von *Waldheimia gregaria*. Es sind sonach echte Kössener Schichten. Auf der Hochwiese am Huberram findet sich kein Aufschluß. Ein Rhätfindling. Nach der Wiese, an ihrem Ostrande, wurden (Fig. 34) kurzklüftige, hellgraue Kalke (2) angeschniten, welche zwischen dolomitischen Kalken (1, 3) auftreten, hora 23 streichen und gegen O einfallen. Die Hangendbänke sind feinlöcherig (4) und gehen in förmliche Zellenkalke über (5).

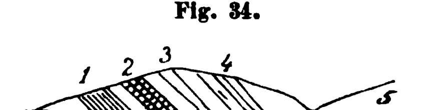
Fig. 33.



Am südlichen Steilhange der Straße, nach der genannten Wiese, gegen den Wassergesprenggraben, erheben sich ein paar Felsköpfe aus steil stehendem grauen Kalk mit feinen, netzartig verzweigten Erosionsrinnen auf den verwitternden Oberflächen. Ein Verhalten, wie es die Dolomite nicht zeigen, wohl aber manche dichte Kalke. Am Westrande derselben Wiese wurden Dolomite mit einer Einlagerung von hellgrauem Kalke angeschnitten. Die Hangendpartien des Dolomits sind in zum Teil sehr feinlöcherige Zellendolomite umgewandelt. Hier streichen die flach liegenden Bänke von NNW—SSO, mit östlichem Verflächen.

Dann folgen, von der großen Wiese zwischen Gaisberg und Mitterberg an, kurzklüftige Kalke, welche hora 7—8 streichen und steil gegen S einfallen (Rhät?) und petrographisch den Kalken der vorher erwähnten Felsklippen gleichen. —

Fig. 34.



Auf dem grünmarkierten Wege von der Höllensteinhochstraße zum Kreuzsattel treten die hellfarbigen mergeligen Kalke und Kalkmergel des Neokom auf. Sie streichen hora 3, verflächen mit 50⁰ gegen N, und sind an dem neuen Fahrwege recht schön aufgeschlossen. Hier fand ich einen ansehnlich großen, schlanken Belemniten mit stumpfer Spitze und schlankem Phragmoconus. Der Querschnitt ist elliptisch, die Anwachsflächen des Rostrums verlaufen an der Spitze schön gerundet. Eine sichere Bestimmung kann ich nicht vornehmen. Furche ist keine wahrzunehmen. Dürfte in die Gruppe des *Belemnites semicanaliculatus Bl.* aus dem Neokom gehören. Die Verhältnisse an der Spitze des Rostrums erinnern an jene bei *Belemnites minimus List.*

Vor dem Kreuzsattel führt der Gehweg schräg über die Schichtenköpfe der Neokommergel. —

Auf dem Wege, der vom Kreuzsattel in den Tiergarten (siehe oben) führt, trifft man unter dem Neokom auf dunkle, schiefrig-klastische Gesteine, welche hora 3 streichen und mit 40° gegen N einfallen, also ganz ähnlich gelagert sind wie das Neokom an der vorhin erwähnten großen Biegung der Hochstraße. Auch Neokommergel treten noch auf. —

Vom Kreuzsattel (am rotmarkierten Wege) gegen Nordwest bis an die große Wiese auf der Ostseite des Sulzberges, an der von D. Stur als Hauptdolomit bezeichneten Strecke, trifft man nur an einer Stelle anstehenden rötlichgrauen, hornsteinführender Kalk. Sonst nur der weiche Waldboden. Nahe dem Kreuzsattel fand ich einen Findling aus grauem Sandstein mit kalkigem Bindemittel. —

Vom Kreuzsattel gegen den Höllenstein (auf dem gelbmarkierten Wege). Über neokome Mergelkalke hinauf. (Streichen hora 5.) Etwa 25 *m* über dem Kreuzsattel, dort, wo der Weg in der Isohypse verläuft, finden sich hellweiße obertriadische Kalke. Etwa 40 *m* über dem Kreuzsattel beginnen die dickbankigen Dolomite und Brecciendolomite. Die Kuppe besteht daraus. (Höhlenreich). Verflächen an einer Felswand (am rotmarkierten Wege) WNW mit 38°. — Beim Anstieg zum Höllenstein, nach der Einmündung des gelbmarkierten Weges, stehen dunkelgraue, von vielen weißen Spatadern durchschwärmte Kalke an.

Inhaltsangabe.

Seite

Einleitung 243

I. Literaturübersicht 1817—1904 245

II. Schilderung der Beobachtungen 257

1. Talgebiet der reichen Liesing 257

2. Talgebiet der dürren Liesing 259
Aufschlüsse am Zugberge (259), am Bierhäuselberge (261), Kammerstein (262), Graben unterhalb der Waldmühle (263), im Zaintale (264), bei der Waldmühle (265), Fischerwiesengraben (265), Flösselgraben (266), Kleiner Flössel (266), Vereinsquellengraben (270), Großer Flössel (272), Kaltenleutgeben (273), Gaisberg (274), Wallner-, Stier- und Siegelwiese (275), Wienergraben (276).

3. Gießhübel West und Nord 277
Gemeindekogel (277), Inzersdorfer und Vösendorfer Wald (278), Perchtoldsdorfer Kardinalwald (279), Kleiner Sattelberg (280), Nackter Sattelberg (280), Großer Sattelberg (280), Tenneberg (281), Finsterer Gang (281), Sattelstraße Gießhübel—Sparbach (283).

4. Vorderbrühl—Liechtenstein—Perchtoldsdorf 285
Oberhalb der „Klausen“ (285), Wagnerkogel (286), Grillenbühel (287), die „drei Steine“ (289), der Große Rauchkogel (289), der Kleine Rauchkogel (289), Liechtensteinfels (289), Hügel bei Perchtoldsdorf (291).

5. Hinterbrühl und Anninger 294
Anningerforst (294), Kiental (296), Anninger, Osthang (297), Baytal (298), Anningerhöhe (299), Anninger—Buchberg—Gumpoldskirchen (300), Hinterbrühl—Weißenbach (302), Hundskogel (306), Hinterbrühl—Schweizerberg (307), Hinterbrühl — Wassergespreng (308), Gaadener Tertiärbecken (309).

6. Sparbacher Tiergarten und Umgebung 312
Im Tiergarten (312), Patellinenschichten anstehend (313), Actaeonellenkalk (315), Weg zum Kreuzsattel (316), Sparbach—Neuweg—Wildegg—Sittendorf (317), Hochfeld und Kalkfeld (319), anstehendes Patellinengestein (321), Heubergsattel, Höllenstein, Kreuzbergsattel—Sparbach (321), Lias am Einbettenberge (322), Jurariff am Einstige in den Wassergesprenggraben (323), Kössener Schichten an der Hochstraße der Huberram (324), Kreuzsattelwege (324).

Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales.

Von **K. A. Redlich** in Leoben.

Mit 2 Tafeln (Nr. VI und VII) und 3 Zinkotypien im Texte.

Nordöstlich von Klagenfurt, am Fuße der Saualpe, dort, wo die Görtschitz in die Gurk mündet, und letztere die als Krappfeld bekannte Talausweitung bildet, liegt auf einer archäisch-paläozoischen Unterlage eine isolierte Scholle mesozoisch-känozoischer Gesteine, welche die nördlichsten Absätze der einzelnen von Süden kommenden Meeresphasen jener Zeitabschnitte kennzeichnet und durch ihre Mannigfaltigkeit schon des öfteren das Interesse der geologischen Forschung wachgerufen hat. Während uns jedoch mehrere Schichtglieder eingehend beschrieben wurden, so zum Beispiel die Trias von Bittner, das Eocän von Penecke und Oppenheim und das erratische Diluvium von Höfer, fehlte bis jetzt eine zusammenfassende Spezialaufnahme, welche nicht nur der Stratigraphie, sondern vor allem der Tektonik des Gebietes gerecht werden sollte.

Die geologischen Exkursionen, welche meine Vorgänger und ich durch mehrere Jahre mit den Hörern der k. k. montanistischen Hochschule in Leoben in jene Gegend unternahmen, stapelte vor allem ein reiches paläontologisches Material auf und bildete die Veranlassung, die Ferienmonate 1899 und 1900 zur Spezialaufnahme des östlichen Teiles des Blattes Hüttenberg—Eberstein der österreichischen Spezialkarte, Zone 18, Col. XI, zu verwenden.

Literatur.

1880. H. Höfer. Die Erdbeben Kärntens und deren Stoßlinien. Denkschr. der kaiserl. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Klasse, XLII. Bd. (I).

1884. K. A. Penecke. Das Eocän des Krappfeldes in Kärnten. Sitzungsber. der kaiserl. Akad. d. Wissensch., math.-nat. Klasse, XC. Bd., I. Abteil. Novemberheft. In dieser Arbeit findet sich auch die ältere Literatur verzeichnet (II).

1886. F. Toula. Der Bergrücken von Althofen in Kärnten. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 48 (III).

1899. A. Bittner. Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 49. Bd., pag. 483 (IV).

1890. A. Bittner. Brachiopoden der alpinen Trias. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A., Bd. XIV. (V).

1891. H. Höfer. Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge in Kärnten. Sitzungsber. der kaiserl. Akad. d. Wissensch., CIII. Bd., I. Abteil., pag. 467 (VI).

1894. H. Höfer. Das Ostende des diluvialen Draugletscher in Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 44. Bd., pag. 533 (VII).
1900. K. A. Redlich. Die Kreide des Görtschitz- und Gurktales. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, 49. Bd., pag. 653 (VIII).
1901. P. Oppenheim. Über einige alttertiäre Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie. Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients, XIII. Bd., Heft III und IV (IX).
1901. R. Canaval. Das Erzvorkommen am Kulmberg bei St. Veit an der Glan. Carinthia II. Klagenfurt (X).
1902. B. Baumgärtl. Der Erzberg bei Hüttenberg in Kärnten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 52. Bd., pag. 219 (XI).
1903. K. A. Redlich. Der Braunkohlenbergbau Sonnberg in Kärnten. Mineralkohlen Österreichs, herausgeg. vom Komitee des allg. Bergmannstages Wien 1903 (XII).
1904. A. Rzehak A. und Prever, P. L. Über einige Nummuliten und Orbitoiden von österreichischen Fundorten. Verhandlungen des naturforschenden Vereines in Brünn, XLII. Bd., 1903, pag. 190 (XIII).

Das Grundgebirge.

Im Osten und Norden wird unser Gebiet umrahmt von archäischen Schichten, welche zum größten Teile den Fuß der Saualpe bilden. Es sind vor allem Granatglimmerschiefer und Gneise, dazwischen schieben sich Lagen und Stöcke von Hornblendeschiefer, Eklogit, Kalk und seltener Serpentin ein. Eine nähere Beschreibung dieser Gesteine erscheint mir nicht zweckmäßig, da sie nur bei einer monographischen Bearbeitung der Saualpe durch ihre richtige Deutung einen bleibenden Wert haben könnte.

Auch die nächsten paläozoischen Glieder sind ja nur kleine Ausläufer eines großen Zuges, der von O nach W Kärnten durchzieht. Aus dem gleichen Grunde werden daher auch diese nur so weit beschrieben, als sie zum Verständnis unseres Gebietes notwendig sind.

Diskordant über dem Archäikum folgt eine Gruppe von paläozoischen Schiefern und Kalken. An der Basis sind die ersteren quarz- und feldspatreicher und werden dadurch mehr gneisähnlich; dies sieht man zum Beispiel gut im Westen an der Gipfelpartie des Osselitzenzuges oder in den Seitengräben des nördlichen Görtschitztales. Die Hangendpartien sind echte Phyllite, welche großenteils aus Tonschiefern entstanden sind und nur dort, wo sie hornblendereicher werden, ursprüngliche Tuffe gewesen sein dürften. Dies gilt namentlich von der Partie östlich von Wieting im Görtschitztal. An vielen Stellen wechsellagern die Phyllite mit Kalken, welche durch ihre schwarzgrauen, gelben und weißen Farbentöne als Bänderkalke bezeichnet werden können. Solche Kalke treffen wir vor allem oberhalb St. Johann am Brückl gegen den Grabuschgupf zu und am Kriebl in der Nähe von Kreug. Hier führen sie Ankerit, Zinkblende und silberhaltigen Bleiglanz, welch letzterer des öfteren Gegenstand bergmännischer Tätigkeit war [1]). Das Alter dieser Schichten muß, wenn wir die analogen Gesteine in Steiermark zum Vergleich heranziehen, als präkarbonisch angesprochen werden.

[1]) R. Canaval. Das Erzvorkommen am Kulmberg. Literaturverzeichnis X.

Im Hangenden der Phyllitkalkgruppe liegen Diabastuffe, welche mit echten Tonschiefern wechsellagern. Es sind die letzten Ausläufer jener Diabaseruptionen, welche im Magdalensberg, bei Miklauzhof und im Ebriachtal bei Eisenkappel ihr Zentrum haben.

Die namentlich rot und graugrün gefärbten Tonschiefer unterscheiden sich leicht durch ihre matte Färbung von den tiefer liegenden Phylliten; da sie mit den Tuffen wechsellagern, mußten beide Glieder zusammengefaßt ausgeschieden werden. Über das Alter der Diabastuffe sagt schon Höfer[1]): „Nachdem in den verschiedenen Gegenden Kärntens, zum Beispiel in Bleiburg, im Gebiete des Eisenhutes und bei Eisenkappel, die Diabaseruptionen durchweg in die Karbonzeit fallen, wie dies die in den einschließenden Sedimentgesteinen vorkommenden Versteinerungen ganz bestimmt beweisen, so muß ich sie auch hier als Karbon und wahrscheinlich Oberkarbon ansprechen." Phyllite und Diabase lassen sich rund im Kreise in unserem Kartenblatte verfolgen und bilden so die Schale für das in sich abgeschlossene Gebiet mesozoischer und känozoischer Gesteine.

Perm und Trias[2]).

Grödener Sandstein und Werfener Schiefer.

Diese beiden Schichtglieder gehen vollständig ineinander über und konnten deshalb bei der Kartierung nicht getrennt werden. Die unteren Partien bestehen aus einem roten oder weißen Konglomerat, welches häufig zum Sandstein herabsinkt. Schiefer von grünlichgrauer, roter und gelbbrauner Farbe schalten sich namentlich nach oben zu ein und nehmen durch einen Glimmerbesteg den Charakter der echten Werfener Schiefer an.

Gelbe Rauhwacke ist in dem Hangenden des Komplexes nichts seltenes, zum Beispiel im nördlichen Florianigraben. Aus den Werfener Schichten (irrtümlich Carditaschichten) sind nach Brunlechner[3]) bei Eberstein vor Jahren Salzquellen ausgetreten, welche jedoch vom Finanzärar verschlagen wurden.

Kalkstufe.

Unmittelbar über den Werfener Schichten folgt ein schwarzer, weißgeäderter Kalk, der petrographisch vollständig dem Gutensteiner Kalke der Nordalpen gleicht. Da er nur 1—2 *m* stark ist, wird er in dem reich kultivierten Terrain nur selten beobachtet; ich fand ihn nur südlich von Eberstein oberhalb dem ersten Bahnwächterhause, ferner

[1]) H. Höfer. Die geologischen Verhältnisse der St. Pauler Berge. Literaturverzeichnis VI.

[2]) Die stratigraphische Einteilung der Trias unseres Kartenblattes wurde 1889 von A. Bittner gegeben. Da in diesen Beobachtungen mit Ausnahme einiger kleiner Ergänzungen sich nichts geändert hat, bin ich gezwungen, im Text das meiste jener Arbeit zu entnehmen. Höfer hat im Jahre 1894, die im SO nächstgelegene Triasscholle von St. Paul (l. c.) beschrieben, welche eine vollständige Übereinstimmung mit dem Nachbargebiete zeigt.

[3]) Steinsalzquellen in Kärnten. Carinthia 1893, pag. 137.

in einem Steinbruche oberhalb Aich, von wo ihn auch schon Toula[1]) erwähnt. Es folgen nun graue dolomitische, fossilere Kalke von geringer Mächtigkeit, die das Übergangsglied bilden zu der

unteren Dolomitstufe.

Der Dolomit ist zuckerig, porös, lichtgrau und zerfällt leicht zu Grus. Sehr interessant ist es, daß er an der Nordlehne des Floriani-grabens einen grünen Tuff birgt, der den vulkanogenen Gebilden Idrias vollständig gleicht. Dieser Tuff würde auf das Niveau der Wengener Schichten hinweisen. Bittner fand an der oberen Grenze dieser Stufe, südwestlich beim Goltschnigg, in einem kleinen Aufschluß plattige, etwas dolomitischmergelige Lagen mit *Daonella cf. parthanensis Schafh.* Auch Höfer erwähnt aus diesem Höhenniveau der St. Pauler Berge blaugraue Plattenkalke und vergleicht sie mit den gleichnamigen Schichten an der Basis der Raibler Schichten.

Mergelschieferniveau.

Grünlichgrauer oder schwarzer Mergelschiefer, der an der Oberfläche in stengelige und scharfkantige Scherben zerfällt, hie und da mit sandigen Bänken wechsellagert und eisenschüssige Linsen führt. Er bildet einen von NO nach SW streichenden kontinuierlichen Zug, welcher bei Eberstein beginnt und am Fuße des Odvinskogel südlich von St. Georgen am Längsee endet. Der Boden dieses Untergrundes zeichnet sich durch große Sterilität aus, ist gewöhnlich von Graswuchs fast ganz entblößt, so daß er schon durch seine Farbe, ferner aber durch die Neigung, Terrassen innerhalb des festen Hangend- und Liegendgesteines zu bilden, ein gut ausscheidbares Glied wird. Nicht selten finden sich in ihm Halobienreste, welche Bittner als *Halobia rugosa Gümb.* bestimmte. Gegen oben stellt sich in diesem Mergelschiefer in einzelnen Lagen festeres kalkiges Gestein ein, welches reiche Petrefaktenführung aufweist. Bittner sagt darüber: „Man findet solche Lagen am Wege von Eberstein über Gutschen gegen Göseling, teilweise in losen Stücken, teilweise aber auch anstehend und eine dem Markte Eberstein zunächstliegende Stelle jenes Weges ist es, an welcher Prof. A. Hofmann zuerst größere Mengen allerdings zumeist äußerst schlecht erhaltener Petrefakten aufsammelte.

Von diesen ließen sich folgende Arten bestimmen:

Lima aff. subpunctata d'Orb.
Pecten cf. filosus Hauer
Gervillia Bouei Hauer
„ *angusta Goldf.*
Hoernesia Joannis Austriae Klipst.
Myoconcha oder *Modiola*
Myophoria Whatelleyae Buch.
Corbis Mellingi Hauer
Solen caudatus Hauer
Macrochilus sp.?

[1]) F. Toula. Der Bergrücken von Althofen in Kärnten. Literaturverzeichnis III.

In rauhflächig abwitternden, wulstigen, dunklen Kalkplatten fanden sich neben einzelnen Korallen auch Brachiopoden, und zwar *Spirigera sp.* und *Amphiclina sp.* Diese Gesteine gehen endlich in zähe schwarze, von Petrefaktentrümmern ganz erfüllte, teilweise groboolithische Lagen über, welche von den sehr bekannten Carditagesteinen der Nordalpen und der Karawanken nicht zu unterscheiden sind. Cidaritenstacheln und Crinoidenstielglieder lassen sich häufiger auf der angewitterten Oberfläche erkennen, alles übrige sind undeutliche Reste; durch Anschlagen der Stücke erhält man keine besseren Petrefakten; nur ein mit zirka 26 runden knopfförmigen Pflasterzähnchen besetztes Gaumenstück eines pycnodontenartigen Fisches wäre zu erwähnen.

Ein zweiter Fundort liegt bei Göseling, am Wege von Watscherkogel gegen den Bauern Garzern. Von dort nennt Bittner aus den Plattenkalken:

Spiriferina gregaria Suess
„ Lipoldi Bittn.
Amphiclina saginata Bittn.

Schließlich liegt eine reiche Fundstelle bei Pölling. An dem vom Gasselhof zum Zoppelgupf führenden Fußwege findet man, teils im losen Gestein (schwarze zähe Kalke), teils in den mergeligen Plattenkalken, unter dem Gipfel des vorgenannten Berges zahlreiche Fossilien, von welchen sich folgende bestimmen ließen:

Spiriferina Lipoldi Bittn.
Pecten alternans Münst.
Avicula aspera Pichl.
Myophoria cf. Misanii Tom.
Nucula Telleri Wöhrm.

In der Nähe fand auch Bittner *Gervillia angusta Goldf.* Die hangenden Carditaoolithe findet man auch hier und kann sie weit nach NO verfolgen.

Hauptdolomit.

Als das landschaftlich auffallendste Glied der Trias muß jener hellgraue dolomitische Kalk und Dolomit bezeichnet werden, welcher bei Eberstein selbst vom Taleinschnitte durchbrochen wird und der von hier aus in den felsigen Kamm des Gutschenberges, Golikogels, Pleschitzberges, Zoppelgupfes und der Weißen Wand weiterzieht, schließlich in Form einzelner Kogel aus der Ebene des Krappfeldes sichtbar wird. An der Basis dieser Dolomite fand Hofrat Höfer südlich von Pölling in den Kalksteinbrüchen eine Brachiopodenfauna, welche später A. Hofmann ausbeutete und Bittner folgendermaßen bestimmte:

Waldheimia aff. Damesi Bittn.
Aulacothyris sp.
Spirigera Hofmanni Bittn.
Amphiclina intermedia Bittn.

In den höheren Partien sind Diploporen, Cidaritenkeulen und Brachiopodenreste nichts seltenes.

Eine Zusammenstellung der einzelnen Schichtglieder findet sich in der nebenstehenden Tabelle:

Obere Trias	Norisch (nach Bittner)	Dolomit mit Gyroporellen, Cidarisstacheln etc. Dolomit mit Brachiopoden, *Spirigera Hofmanni* etc.	Hauptdolomit
	Karnisch	Oolithische Kalke	Carditaschichten
		Mergelkalke mit *Cardita crenata* etc. Graugrüne und schwarze Mergelschiefer mit *Halobia rugosa*	Raibler Schichten
		Plattenkalke mit *Daonella sp.*	Plattenkalke
Mittlere Trias	Ladinisch	Dolomit Grüne Tuffe Dolomit	Wengener Schichten
	Anisisch	Dolomitischer Kalk Schwarzer Kalk mit weißen Adern	Gutensteiner Kalk
Untere Trias	Skytisch	Gelbe Rauhwacke Graugrüne und rote Schiefer Feinkörniger Sandstein	Werfener Schichten
Perm	Grödener Sandstein		

Die Kreide.

Die Kalkmergel und Sandsteine der Kreideformation überlagern diskordant die älteren Schichtglieder. Sie setzen den Höhenzug westlich vom Görtschitztal, nördlich von der Gutschen, hier den Triaskalk überlagernd, bis zum Schölmberg bei Mösel zusammen, wo unter ihnen die paläozoischen Phyllite auftauchen. Ferner tritt die Kreide am östlichen Gehänge des Görtschitztales am Horenberg auf, hier dem Triaskalke aufgelagert, und zieht sich in einem dünnen Streifen mit geringen Unterbrechungen bis Ober-Wieting, dort teils die Phyllite, teils die



Gneise der Saualpe überlagernd. Sie setzt den Dachberg nördlich Silberegg zusammen und reicht bis fast an die Straße von Althofen nach Guttaring, wo sie unter das Eocän taucht. Als die östliche Fortsetzung dieser Partie können die Gehänge von Althofen, bis zum Weinsdorfer Wald reichend, angesehen werden, während im S die als Inseln aus dem Diluvialschutte auftauchenden Höhen der Goritzen und die Hügel bei Kappel die direkte Verlängerung des Dachberges bilden. Aus dem Diluvium des Gurktales ragen noch einzelne kleine Erhebungen, wie zum Beispiel der Stammerkogel ect. hervor, welche jedoch keine weitere stratigraphische Bedeutung haben. Die große Masse ist durch das Eocän und das Diluvium in einzelne Teile aufgelöst.

Wenn wir im N mit unserer Betrachtung beginnen, so ist es vor allem jene Scholle, welche die Gehänge von Althofen bildet und durch ihren Fossilreichtum unsere Aufmerksamkeit auf sich lenkt. Die Kreide reicht herauf bis in den Weinsdorfer Wald und besteht

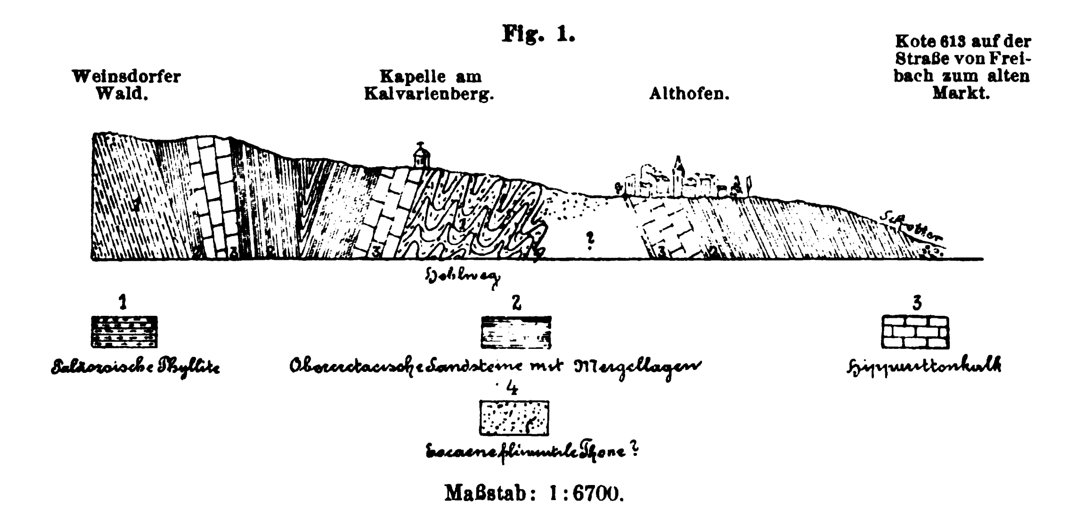


Fig. 1.

Maßstab: 1:6700.

hier in ihren Liegendpartien aus Mergelkalken, die jedoch bald auskeilen, so daß die nächsthöheren Schichten, das sind ungeschichtete Kalke, direkt auf dem älteren Gebirge lagern. Diese Kalke haben oft Stücke ihrer Unterlage in sich aufgenommen, so daß man Brocken von Werfener Schiefer, Phillite und Triaskalke in ihnen findet, welche oft eine breccienartige Natur der Kalke bedingen. Sie sind nur eine fazielle Entwicklung, da sie schon auf kurze Strecken verschwinden und von Sandsteinen mit Mergelkalken abgelöst werden.

Wenn wir das in Fig. 1 gegebene Profil, welches von der Lehne des Weinsdorfer Waldes im N direkt nach Althofen im S gezogen wurde, ins Auge fassen, so sehen wir, daß die Kreide auf den Phylliten, die in steiler Stellung ein Verflächen nach zirka 10 h zeigen, ruht. Sie besteht aus Mergelkalken von der Mächtigkeit einiger 20 *m* mit südlichem Fallen von 75—80°, darüber folgen die Kalke, welche oft breccienartige und konglomeratische Struktur annehmen.

In ihnen fanden sich an der Lehne des Weinsdorfer Waldes NW vom Fercher, auf dem breiten Waldwege, der zu der Kapelle des Kalvarienberges führt:

Hippurites carinthiacus n. sp.
„ *cf. Archiaci Mun. Chalm.*
„ *colliciatus Woodward*
Sphaerulites angeoides Lap.
Pecten laevis Nils.

Auf diesen Kalken folgen Mergelkalkbänke mit Sandsteineinlagerungen, welche, abgesehen von kleinen lokalen Faltungen, in ihrer ersten Hälfte immer ein südliches Verflächen zeigen, dann aber nach N umbiegen, so daß wir in den Gegenflügel einer Synklinale treten. Daß dies richtig ist, sehen wir bald an dem abermaligen Auftreten der Hippuritenkalke. Auf ihnen steht die Kapelle des Kalvarienberges, nach O zu sind sie wenige Schritte weiter in einem alten Steinbruche beim Fercher aufgeschlossen. Es war dies bis jetzt der einzige bekannte Fundort von Kreidefossilien und schon Penecke zählt eine Reihe derselben [1]) auf:

Cliona Duvernai Nart.
Cyclolites macrostoma Reuss. P. u. Rd.
Thamnastraea agaricites E. & H. P. u. Rd.
Montlivoltia sp.
Rhabdophyllia cf. tenuicosta Reuss
Isastraea sp.
Latimaeandra sp.
Cladocera sp.
Gyrosmilia Edwarsi Reuss
Asterocoenia sp.
Cidaris cf. vesiculosa Goldf. P. u. Rd.
Serpula sp.
Arca sp. (Steinkern, wahrscheinlich *Cucullaea chiemiensis Gümb.*)
Trigonia sp.
Plagioptychus sp. (*cf. Aguilloni d'Orb.*) P. u. Rd.
Hippurites carinthiacus Redl.
„ *gosaviensis Douv.*
Sphaerulites angeoides Lap. P. u. Rd.
„ *cf. styriacus Zitt.* P. u. Rd.
Pleurotomaria sp.
Nerinea Buchi Keferst. P. u. Rd.
Actaeonella gigantea d'Orb.

Neu kommen noch zu dieser Fossilliste:

Hippurites sulcatus Defr.
Placosmilia irregularis Reuss
Leptoria Konincki Reuss
Gryphaea vesicularis Lam.

---

[1]) Diejenigen Fossilien, welche schon Penecke kannte und von mir am gleichen Fundort gesammelt wurden, sind mit P. und Rd. bezeichnet.

Unmittelbar unter den Hippuritenkalken, in dem Hohlwege, stoßen wir auf schiefrigsandige Gesteine und graphitische Phyllite paläozoischen Alters, die in zahlreiche enge Falten geknetet sind. Es fehlen also die Liegendmergel der Kreide, welche wir im Weinsdorfer Wald angetroffen haben. Weiter das Profil nach S verfolgend, treffen wir rote Tone, die dem Eocän angehören und in der ganzen Gegend als das Liegendste desselben bekannt sind. Es sind fluviatile Tone, die zum größten Teile wohl aus der Zersetzung der Werfener Schiefer, der roten Grödener Sandsteine und der Phyllite entstanden sind. Die roten Tone lassen sich bis zu der ersten Kapelle des Kalvarienberges verfolgen und bilden auch den Untergrund der westlich davon gelegenen Wiesen.

Wenden wir uns von unserem Profil weiter nach dem Westen, so sehen wir, daß sich die Verhältnisse wesentlich zu komplizieren beginnen. Schon unterhalb der Kapelle des Kalvarienberges schieben sich mürbe, schwarze Kalkschiefer ein. Diese werden gegen Aich immer mächtiger, außerdem treten hier schwarze Kalke und rote Schiefer auf, Gesteine, die schon Toula[1]) im Jahre 1886 richtig als triadisch erkannt hat. Es ist eine durch zwei N—S und O—W streichende Verwerfungen abgeschnittene Triasscholle.

Im Süden schließt sich an diese eben beschriebenen Schichten abermals die Kreide an. Sie ist in ihren tieferen Teilen aus weissen Kalken zusammengesetzt, in denen sich schlechte Reste von Rudisten fanden. Auf ihnen steht der Markt Althofen. Darüber folgen gebankte Mergel, Mergelsandsteine und Mergelkalke mit einem südlichen Verflächen. *Inoceramus Cripsi var. regularis Zittel* wnrde in diesem Zuge auf der Straße nach Silberegg gefunden.

Die Kreideformation hält nun so lange an, bis sie unter das Diluvium des Gurktales sinkt.

Nach Osten erweitert sich die Kreidesynklinale und nimmt das Eocän des Sonnberges in sich auf. Es sind fast durchgehends dünngebankte Sandsteine und Mergelkalke, die hier die Kreide zusammensetzen. Einzelne Fragmente von *Inoceramus Cripsi var. typica Zittel* wurden in den Lesesteinen auf dem Wege zur Wallfahrtskirche Mariahilf, zwei Hippuriten (*H. carinthiacus n. sp.* und *H. colliciatus Woodward*) in den Feldern unterhalb des Mariahilferberges gesammelt.

Der wichtigste Fund wurde auf dem Mariahilferberge selbst gemacht; er besteht in einem *Pachydiscus neubergicus Hauer* und wurde in den mergeligen Kalken unterhalb der Kirche gefunden. Da die Hippuriten viel tiefer, wenn auch als Lesesteine, vorkamen, die Schichten aber ein Fallen nach 11—12 h haben, so können wir mit Recht annehmen, daß der Hippuritenhorizont unter dem des *Pachydiscus neubergicus* ruht.

Vom Mariahilferberg biegen die Schichten gegen das Görtschitztal immer mehr um, bis sie endlich nahe bei Wieting und beim Pemberger Riegel ein fast rein westliches Fallen zeigen. Hier sind die Mergelkalke, welche in einzelnen Bänken einen $CaCO_3$-Gehalt von

[1]) Toula. Der Bergrücken von Althofen in Kärnten. Verhandl. d. k. k. geol og. R.-A. 1886, pag. 48.

78 Prozent besitzen, infolge reger Zementfabrikation aufgeschlossen. Es würde sich wohl noch an vielen Stellen des Görtschitztales lohnen, diesem Industriezweige nachzugehen, da hier fast überall die Kreidemergelkalke in derselben guten Qualität vorhanden sind. Auf der Bahnstrecke unter dem Pemberger Riegel bei Klein-St. Paul fanden sich in den Mergellagen eine *Astarte laticostata Desh.* und als Lesesteine nicht näher bestimmbare Hippuritenreste und weiter nördlich, 300 Schritte N von der Haltestelle Wieting, an der Waldesgrenze ein *Inoceramus Cripsi var. typica.*

Ebenso wie im Norden zeigen auch die Fundpunkte des Südens, daß die ganze Kreidescholle gleichalterig ist. Bei St. Florian finden wir dieselbe Lagerung, die wir schon N von Althofen hervorgehoben haben. Auf triadischen Kalken liegen nach N fallende Mergelkalke. Diese werdeu von weißen, ungeschichteten Kalken überlagert, welche hinter der Kirche von St. Florian infolge ihrer größeren Widerstandskraft gegen die Erosion und Abrasion einen steil abfallenden Felsen bilden. Zahlreiche Radioliten konnten hier aufgesammelt werden, leider nur ein Hippuritenfragment, das nach seiner äußeren Schalenstruktur dem *Hippurites colliciatus* angehören dürfte. Überlagert sind diese Kalke wieder von Mergelsandsteinen und Mergelkalken. Einige Kilometer weiter westlich, beim Eigenbauer in der Gemeinde St. Martin am Krappfeld, wurde in nach N fallendem Gestein abermals *Hippurites colliciatus Woodward* und in einer höher gelegenen Sandsteinbank *Inoceramus Cripsi var. typica Zittel* gefunden. Überdies erliegt im Klagenfurter Landesmuseum ein Bruchstück eines Hippuriten von demselben Fundorte, bei welchem leider nur die Schloßfalte erhalten ist. Diese und die äußere Ornamentierung deuten auf den im Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899 (VIII) beschriebenen *Hippurites cf. Archiaci Mun. Chalm.* hin.

Nicht unerwähnt möchte ich einen Fundort lassen, den ich zwar nicht selbst besucht habe, von welchen mir aber ein Hippuritenfragment, ein *Inoceramus Cripsi Mant.* und ein *Inceramus cf. Cuvieri Sow.* vorliegt. Er liegt am Schloßweg von Eberstein nach Sittenberg, genau an der Formationsgrenze der Trias und der Kreide bei einem alten Steinbruche.

Wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, zieht sich auch an den Gehängen des linken Ufers der Görtschitz ein dünner Streifen Kreide hin, der seinen Anfang am Horenberg nimmt. Dieser bildet eine Kette von Hügeln, welche von O nach W streichen. Sie bieten schon aus dem Grunde ein größeres geologisches Interesse, da auf einem so kleinen Raume fast sämtliche Schichtsysteme unseres Kartenblattes vertreten sind. Die östlichsten Ausläufer bei dem Bauer Zaunar bestehen aus archäischem Glimmerschiefer. Darüber folgen dünne Streifen Phyllite und Grödener Sandstein. Dolomitische Kalke der Trias bilden die höchsten Gipfel des Horenberges. An sie und an die Grödener Sandstene legen sich erzt die Kreideschichten, welche, in mehrere Sättel und Mulden gefaltet, bis in das Görtschitztal reichen.

Hippuritenkalke, die direkt die triadischen Kalke überlagern, ragen westlich vom Bauer Kramer in einer Reihe von Felsen in dem Taleinschnitte aus den weicheren, hangenden Mergelkalken und Sand-

steinen empor. Sie sind reich an Rudisten und anderen Fossilien, die folgenden Spezies angehören:

Hippurites colliciatus Woodward
„ *sulcatus Defr.*
„ *sp. cf. sulcatoides Douv.*
Sphaerulites angeoides Lam.
Nerinea Buchi Keferst.

Weiters fanden sich an der südlichen Lehne des Horenberges beim Bauer Leimgraber in den Feldern als Lesesteine zahlreiche Hippuriten und andere Petrefakten, die ebenfalls leicht als:

Hippurites carinthiacus n. sp.
„ *colliciatus Woodward*
„ *sulcatus Defr.*
Nautilus sp.
Lithothamnium turonicum Rothpl.

bestimmt werden konnten.

Sie scheinen alle aus einer Bank herausgewittert zu sein, da sich hier nirgends massige Kalke finden, vielmehr allgemein eine deutlich Schichtung das Gestein durchsetzt, das überdies hier nur aus Sandstein und Mergelkalken zu bestehen scheint. Auch sonst findet man an zahlreichen Stellen in den Feldern und Steinhaufen Rudistenfragmente, ohne daß in der Umgebung die jà leicht ins Auge fallenden massigen Kalke anstehen würden.

Zum Schluß wären noch der Vollständigkeit halber die Fundorte anzuführen, von welchen Penecke einzelne Fossilien kannte. Es sind die Kalkmergel auf der Goritzen dei Silberegg, aus welchen er ziemlich gut erhaltene *Inoceramus Cripsi Mant.* erwähnt. Beim Bauer Pemperger fand er eine stark abgerollte Schale von *Sphaerulites angeoides Lam.* An einigen Orten bei Mariahilf, bei Weindorf und auf der Guggitz führt der Quarzsandstein wenige, aber ziemlich gut erhaltene Fossilien:

Isastraea sp.
Thamnastraea sp.
Radiolites Mortoni Mant.
Sphaerulitcs angeoides Lam.

Die unter dem Namen *Chondrites Targionii Brongn.* angeführte Alge von Fundorten südlich vom Neubauer, nördlich vom Hansl, südlich vom Vogelbauer etc., ist eine äußerst häufige Erscheinung in den Mergelsandsteinen. Genaue Fundorte für sie anzugeben, ist nach meiner Aussicht nutzlos, da sie erstens auf keinen bestimmten Horizont beschränkt ist, vielmehr überall dort, wo die Schichten mehr gebankt und sandiger sind, auftritt, und zweitens durch die neueren Untersuchungen von Fuchs es sich herausgestellt hat, daß diese angebliche Alge nichts anderes als eine Kriechspur ist.

In den Hangendsandsteinen findet man sehr häufig Orbitoiden — ich erwähne nur als Fundpunkt den unteren Kirchwaldberg — welche Herr Dr. Schubert in Wien mit der Spezies *media Arch.* aus dem

Dordonien vergleicht und als Unterschied nur die Größendimensionen angibt.

Was den lithologischen Charakter der Gesteine der Kreideformation anbelangt, so hat ihn schon Penecke beschrieben und ich kann nur wenig Neues hinzufügen. Die überwiegende Hauptmasse ist ein gelblichweißer, dünnschichtiger, ebenflächiger Kalkmergel, kalkiger Mergelschiefer oder dickbankiger Mergelkalk, in denen häufig Inoceramen auftreten. In einem Steinbruche am rechten Talgehänge von Wieting bemerkt man nach Penecke im Mergel kleine Kohlenpartikelchen, wie sie vielfach im Flysch der Alpen auftreten. Ebenso hat derselbe Autor Feuersteinknollen, ganz vom Aussehen der nordischen Kreide, beim Pemberger und schließlich bei St. Getraud, unweit Guttaring, wulstige Limonitkonkretionen in den Kreideschichten beobachtet.

Die übrigen Gesteinssorten der Kreideformation treten nur als Lagen und Bänke in den Mergeln, namentlich in den tieferen Teilen auf. Es sind Kalkbreccien von kleinen bis kirschgroßen eckigen Kalkstückchen, verkittet von einem mergeligkalkigen Bindemittel, welche vorzüglich im Süden, wo die Kreide den Triaskalk als Liegendes hat, auftreten. Ferner finden wir weiße bis gelbe massige Kalke, die manchmal breccienartige Struktur annehmen und zahlreiche Rudisten und Korallen führen. Die Hippuriten erscheinen an der Westlehne des Horenberges an den Triaskalken unmitteldar befestigt. Schließlich gibt es namentlich im Hangenden grob- bis feinkörnige Sandsteine, von welchen die ersteren faziell oft die Hippuritenkalke zu ersetzen scheinen, dann grobkörnig dickgebankt sind und oft bis faustgroße Stücke der älteren Gesteine eingeschlossen haben. Feinkörnige mergelige Sandsteine sind allenthalben, als Bänke eingeschaltet, zu finden.

Für die nähere Altersbestimmung der Kreide ist vor allem *Pachydiscus neubergicus Hauer* wichtig, da dieser Ammonit allenthalben aus dem oberen Kampanien bekannt ist, weshalb die tieferen Partien der gleichen Etage zugerechnet werden können. Die Hangendsandsteine mit *Orbitoides media* würden in das Dordonien zu stellen sein. Die Hippuriten, die unter dem vorerwähnten Sandsteine liegen und welche nach Douvillé in eine seiner drei Alterniveaux (1. *H. gosaviensis*, 2. *H. cornuvaccinum* und 3. *H. colliciatus*) zu stellen wären, geben bis jetzt nur geringe Anhaltspunkte für eine eventuelle Horizontierung. Es stammen zwar *H. colliciatus* und *H. sulcatus* aus dem dritten Niveau, das auch durch die Anwesenheit des *Pachydiscus neubergicus* charakterisiert ist, welche Tatsache ich schon in meiner Arbeit des Gurk- und Görschitztales (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 677) hervorgehoben habe, neuere Untersuchungen jedoch ergaben, daß *Hippurites gosaviensis* in Gesellschaft der vorerwähnten Spezies sich findet, so daß gerade eines der Hauptleitfossilien (*H. gosaviensis*) durch alle drei Horizonte gehen müßte. Diese Tatsache fand ich auch in Grünbach bei Wiener-Neustadt bestätigt, wo in einer Bank unter der Wand *Hippurites Oppeli*, *H. gosaviensis* und *Batolites tirolicus*, also Formen aus dem ersten (*gosaviensis*) und aus dem dritten Niveau (*H. Oppeli*, *B. tirolicus*) beisammenliegen.

Unsere Kalke, Sandsteine und Mergel sind eine Küstenbildung des südlichen Meeres, Sedimente, die in einer Bucht zwischen den bereits bestehenden Küsten des alpinen Festlandes abgelagert wurden. Wir treffen nur mehr das höchste Senon, während wir, gegen Süden vordringend, in immer ältere Schichten kommen, bis wir in Istrien und im Karst auf die tiefste Kreide stoßen. Im Norden liegen Strandbildungen, im Süden die Ablagerungen des tiefen Meeres. Wir sehen also das Meer zur Kreidezeit immer weitere Flächen bedecken, bis es endlich zur Zeit des Senons bis tief in die Alpen eindringt.

Das Eocän.

Das Eocän liegt am rechten Ufer des Görtschitzbaches, überlagert zum größten Teile die Kreide und transgrediert nur nach dem Norden über die paläozoischen Schiefer. Es läßt sich in zwei räumlich gesonderte Becken teilen, das nördliche des Sonnberges und das südliche, welches von dem Fuchsofen bis zum Kleinkogel reicht. Es sind dies die letzten Erosionsreste einer einst weit nach dem Süden reichenden Bedeckung und die zwischen beiden gelegene Scholle Numulitenkalk bei dem Vogelbauer deutet die einst vorhandene Verbindung an. In der Beschreibung der Schichtfolge war die von Penecke[1]) gegebene und von Oppenheim[2]) teilweise korrigierte Einteilung maßgebend, nur das Flözgebirge ließ sich nach den neuesten Aufschlüssen detaillierter fassen.

I. Rote, gelbe und weiße Liegendtone (1 und 2 des Profils).

Das Liegende ist gebildet von einem eisenschüssigen, fluviatilen Ton oder Lehm, von meistens roter bis gelber, seltener weißer (im Bergbau aufgeschlossen) Farbe und eingelagerten, teilweise konglomerierten Bänken. Die Geschiebe sind größtenteils Phyllit- und Quarzbrocken, dem nördlichen Grundgebirge entstammend. Dieser Lehm, dessen Verbreitung auf das nördliche Gebiet beschränkt ist und in der südlichen Hälfte fehlt, findet als minderwertiges Ziegelmaterial Verwendung. Südlich von Weindorf wurden gelegentlich einer Bohrung auf Kohle im Jahre 1889 die roten Tone nach wenigen Metern angefahren.

II. Das Flözgebirge[3]).

Das Flözgebirge teilt sich in einen bituminösen Ton, der elf Schmitzen führt (3) — Kohlenflöz I, dessen Maximalmächtigkeit 2·8 *m* ist, sich auf wenige Millimeter verdrückt und im Durchschnitte mit

---

[1]) A. Penecke. Das Eocän des Krappfeldes. Literaturverzeichnis II.

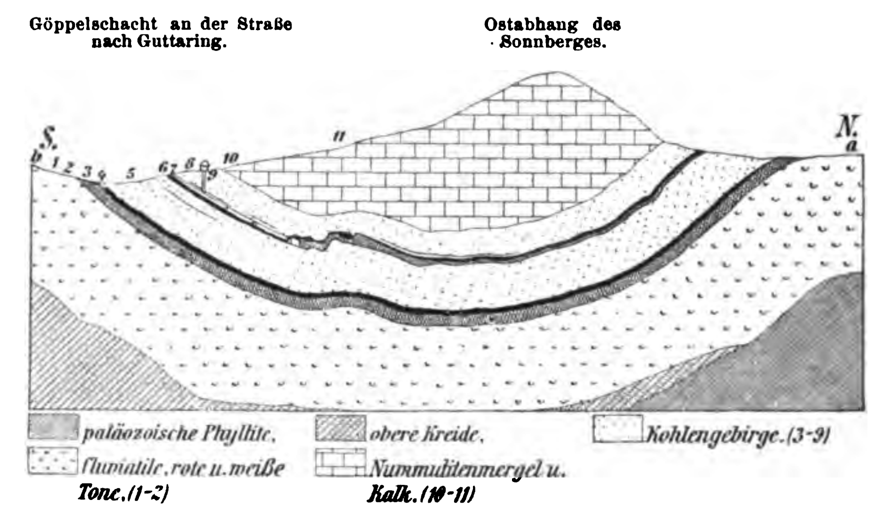
[2]) Oppenheim. Über einige alttertiäre Faunen. Literaturverzeichnis IX.

[3]) In den nun folgenden Fossilverzeichnissen sollen die im Laufe der Jahre gelegentlich der Exkursionen der Hörer der montanistischen Hochschule von diesen und ihren Führern gesammelten und von Oppenheim in Berlin bestimmten Fossilien mit O, die von Penecke beschriebenen dagegen mit P bezeichnet werden. Leider konnte ich die Originale Peneckes nicht durchsehen, weshalb ich die Bestimmungen aus seiner Arbeit nur referierend wiedergeben kann.

1·4 *m* angenommen werden kann (4) — Sandstein, welcher über dem Flöz manchmal konglomeriert erscheint, in den höheren Lagen weich wird, ja sogar in Schwimmsand übergeht (5) — Mergel (Peneckes Modiolamergel) mit folgenden Fossilien: *Ostraea sp.* (P.) *Modiola cf. crenella Desh.* (P.) und *Congeria euchroma Opp.* (O.) (6) — Kohlenflöz II, Durchschnitt 1 *m*, mit Brandschiefern, aus welchen Penecke und Oppenheim eine Brackwasserfauna beschrieben haben:

Melanatria Peneckei Opp. (O.)
„ *undosa Brong.* (P. u. O.)
Cerithium corrugatum Brong. P.
Cytherea Lamberti Desh. P.

Fig. 2.



Profil nach der Lage und den Aufschlüssen des jetzigen Bergbaues westlich von Guttaring.

(Maßstab: 1:5000.)

Auf den Spalten der Kohle findet sich häufig ein Harz, das Höfer[1]) als Rosthornit beschrieb (7) — Mergel, ein Kohlenschmitz Flöz III, (alte Berichte nennen 4 Flöze) von 4 *cm* führend (8) — Gastropodenmergel (9): kiesreiche feste Mergelsteine, die sehr leicht über Tag verwittern und bei diesem Prozeß bis kopfgroße Konkretionen zurücklassen. Sowohl in der Verwitterungsmasse als auch in den harten kieselreichen Konkretionen findet sich eine reiche Fauna, welche nach Penecke-Oppenheim aus folgenden Spezies besteht:

---

[1]) H. Höfer. Studien aus Kärnten. I. Rosthornit, ein neues fossiles Harz. Neues Jahrb. für Min. etc. 1871, pag. 561.

Nummulites contorta[1]) *Desh.* P.
Astraea sp. P.
Serpula (Rotularia) pseudospirulaea Opp. (O.)
Ostraea roncana Partsch (O.)
„ *flabellula Lam.* (O.)
„ *Canavali Pen.* P.
Modiola crenella Desh. P.
Arca Rosthorni Pen. P.
Cardita angusti costata Desh. P.
Lucina Menardi Desh. P.
„ *subcircularis Desh.* P.
Cyrena Veronensis Bay. P.
Cytherea elegantula Desh.? P.
„ *tranquilla Desh.* P.
Corbula Lamarcki Desh. P.
„ *semiradiata Pen.* P.
Glycimeri cf. intermedia Desh. P.
Psammobia Hoeferi Opp. O.
Cultellus grignonensis Desh. P.
Dentalium nitidum Desh. P.
Scalaria cf. striatularis Desh. P.
Turritella Fuchsi Pen. P.
Keilostoma Rosthorni Pen. P.
Melanatria Peneckei Opp. O.
„ *undosa Brong.* O.
Odostomia Gravesi Desh. P.
Bulla sulcatina Desh. P.
„ *cylindroides Desh.* P.
Solarium bistriatum Norb. P.
„ *cf. bimarginatum Desh.* P.
„ *plicatum Desh.* P.
Nerita tricarinata Desh. P. u. O.
Natica Vulcani Brong. P.
„ *perusta Brong.* P. u. O.
„ *cf. Hamiltonensis Desh.* P.
Naticina Ottiliae Pen. P. u. O.
Natica Schafhäuteli Opp. O.
„ *incompleta Zitt.* O.
„ *hybrida Lam.* O.
Cerithium Canavali Pen. P.
„ *mutabile Desh.* P.
„ *subcanaliculatum Desh.* P.
„ *pulcherrimum Desh.* P.
„ *tricarinatum Lam.* P.
Fusus longaevus Desh. P.

---

[1]) Praver (Literaturverzeichnis XIII) beschreibt von Guttaring *Nummulites contorta, atacica, Ramondi, subramondi, mamilla, Leymerici* und *placentula, Orthophragmina pratti, nummulitica* und *dispania.* Seine Foraminiferenliste deckt sich nur zum kleinsten Teil mit der von Oppenheim und Penecke.

Ancillaria buccinoides Desh. P.
Voluta crenulata Lam. P.
Krabbenreste. P.

Ebenso wie der rote fluviatile Ton fehlt in dem südlichen Becken das tiefere Flöz; es ist nur eines vorhanden, das auf einem weichen Sandstein ruht (vielleicht mit Nr. 5 zu vergleichen) und überlagert wird von dem Gastropodenmergel.

III. Nummulitenmergel (10) und Kalk (11).

An der Basis der Nummulitenkalke liegen Nummulitenmergel mit folgender Fauna:

Orthophragmina Pratti Michelin. O.
Operculina Karreri Pen. P.
Orbitoides complanata Lam. P. u. O.
Nummulites perforata d'Orb. P.
„ *Lucasana d'Orb.* P. u. O.
„ *contorta Desh.* P.
„ *exponens Sow.* P.
„ *laevigata Lam.* O.
„ *Guettardi d'Arch.* O.
„ *atacica Leym = biarritzensis d'Arch.* O.
„ *granulosa d'Arch.* O.
Cidaris cf. mespilum Desh. P.
Natica Vulcani Brong. P.
Cerithium Canavali Pen. P.
Nautilus Seelandi Pen. P.

Diese Mergel sind sehr gut im Norden des Fuchsofen bei dem Bauerngute Pemberger aufgeschlossen. In seinen obersten Partien findet sich eine Sandschichte, welche namentlich Echiniden führt:

Echinanthus tumidus Ag. P.
Linthia scaraboides Laube P.
„ *sp.* O.
Echinolampas sp. O.

Die Nummulitenkalke, welche nun folgen, sind anfangs nur Bänke, werden aber bald massige ungeschichtete Kalke, die namentlich im Süden in den Mergeln auf dem Fuchsofen Kleinkogel durch ihre steil abfallenden weißen Wände auffallend wirken. Sie bergen folgende Fauna:

Alveolina longa Cz. P. u. O.
Orbitolies complanata Lam. P.
Nummulites complanata Lam. P. u. O.
„ *perforata d'Orb.* P.
„ *contorta Desh.* O.
„ *atacica = biarritzensis d'Arch.* O.
„ *Lamarckii d'Arch.* O.
„ *Murchisoni Brunn* O.
„ *exponens Sow.* P.

Maeandrina cf. filigrana Lam. P.
Trochosmilia sp. P.
Cyphosoma sp. P.
Conoclypeus conoideus Lam. P.
" *anachoreta Ag.* O.
Ilarionia sp. O.
Pyrina sp. P.
Echinolampas Suessi Laube P. u. O.
Pygorhynchus Mayeri Lor. P.
Linthia sp. O.
Macropneustes Deshayesi Ag. P.
Serpula (Rotularia) pseudospirulaea Opp. O.
Terebratula Hoeferi Opp. O.
Ostraea rarilamella Desh. P.
Spondylus asiaticus d'Arch. P. u. O.
Pecten sp. P.
Lima sp. P.
Pectunculus pulvinatus Lam P. u. O.
Crassatella cf. scutellaria Desh. P.
Isocardia sp. P.
Cardium gratum Defr. O.
Teredo (Kuphus) giganteus Lam. P.
Clavilithes longaevus Lam. O.
Natica sp.
Velates Schmideliana Chem. P. u. O.
Ovula gigantea Münst. P.

Anschließend an die Beschreibung der alttertiären Ablagerungen möge auch mit wenigen Worten des Kohlenbergbaues am Sonnberg nächst Guttaring gedacht werden.

Das Hauptstreichen der Flötze ist Ost—West, das Verflächen in den höheren Horizonten 35^0, gegen die Tiefe wird es immer flacher, im fünfzigsten Meter der Tonlage liegt es zirka 20 *m* fast flach, senkt sich jedoch nochmals auf eine kurze Strecke mit 25^0 und erreicht erst dann das Muldentiefste. Eigentümliche Auswaschungen und Verschneidungen charakterisieren dasselbe. Gegen Westen nähern sich die beiden Hauptflöze und stellen sich in dem Südflügel steil auf. Die Synklinale des Osten nimmt im Nordwest eine Antiklinale auf, die sich durch ein lappenförmiges Eingreifen der roten Tone schon in der Natur kenntlich macht.

Der Bergbau datiert vom Jahre 1773; bis 1839 wurde namentlich Alaun und Vitriol erzeugt. Die längste Zeit ging er im Westen um und erst seit zirka 40 Jahren wurde er auf den östlichen Platz verlegt.

Der Sonnberg besitzt zwei Doppelmaße und 27 Ferdinandäische Grubenmaße. Der Haupteinbau ist der Richardstollen mit einer Länge von 360 *m*.

Durch einen 55 *m* langen Querschlag in das Liegende wurde vom Richardstollen aus das zweite Flöz angefahren und 130 *m*, bis es sich an einer Querverwerfung (Hauptverwurf) verdrückte, streichend ausgerichtet.

Der Abbau ist ein Pfeilerbau; die vorgerichteten Pfeiler werden teils schwebend, teils streichend verhaut. Die leeren Räume werden entweder versetzt oder zu Bruche gelassen.

Die Wetterführung ist eine natürliche.

Die Kohle wird übertags mit einem Schüttelrätter im Handbetrieb sortiert.

Der Personalstand Ende 1902 war 25 Mann und 1 Betriebsleiter.

Die Förderung betrug im Jahre: 1900: 21.686 *q*, 1901: 32.391 *p*, 1902: 32.184 *q*.

Der Sortenfall belief sich auf 10 Prozent Stückkohle, 20 Prozent Würfelkohle, 25 Prozent Nuß- und Grobgrieß, 15 Prozent Feingrieß I und 30 Prozent Feingrieß II und Lösche.

Die von dem kais. kön. Technologischen Gewerbemuseum ausgeführte Analyse ergab in lufttrockener Kohle folgendes Resultat:

	Prozent
Wasser	13·34
Wasserstoff	3·94
Kohlenstoff	50·22
Gesamter Schwefel	4·26
Asche	15·94
Sauerstoff und Stickstoff	12·30

Der Wärmeeffekt beträgt im lufttrockenen Zustande 4657 Kalorien, im getrockneten Zustande 5469 Kalorien.

Penecke scheidet auf der Spitze des Sonnberges als jüngstes Eocän Variolariussandstein mit *N. variolarius Lam* aus. Wegen des kleinen Umfanges dieses Vorkommens — es umfaßt nur wenige Schritte im Durchmesser — und wegen der Unsicherheit der Bestimmung wurde es auf der Karte nicht zum Ausdruck gebracht.

Sehr intertssant ist das Vorkommen der Nummulitenkalke beim Vogelbauer, einer Stelle, die in der Mitte zwischen Sonnberg und Fuchsofen-Kleinkogel sich befindet. Ein kleiner Erosionsrest liegt hier direkt auf der Kreide und beweist, daß das Meer zur Zeit der Ablagerung der Kalke über das ältere Eocän transgredierte. Daraus erklären sich auch die Mißerfolge der Schurfversuche im südlichen Teile des Kleinkogels, da an dieser Stelle eben nur der oberste Teil des Eocäns entwickelt ist, das Flöz aber nur gegen die Mitte der Mulde zu treffen ist. Penecke vergleicht die Fauna von Guttaring mit der von Roncà und hält beide für gleichalterig. Oppenheim sagt dazu folgendes[1]): „Dies wäre nicht unmöglich, denn die faunistischen Beziehungen sind allerdings sehr ausgesprochen. Wenn man indessen ins Auge faßt, daß sich Formen wie *Nummulites laevigatus* und *atacicus* noch in den oberen Nummulitenkalken des Kleinkogels finden neben dem in der Schweiz in tieferen Nummulitenhorizonten auftretenden *Conoclypeus anachoreta Ag.*, daß zudem die unteren Modiolamergel am Sonnberg eine so überraschende faunistische und petrographische

[1]) P. Oppenheim. Über einige alttertiäre Faunen (Lit.-Verz. IX), pag. 156.

Analogie mit denjenigen des Mt. Pulli[1]) zeigen, so wird man wohl nicht fehlgehen, wenn man in der Nummulitenformation von Guttaring auch die unteren Horizonte des Vicentino ausschließlich der Spileccostufe mit vertreten sieht.

Wir hätten es also hier mit den oberen Horizonten des Untereocäns und einem Teile des Mitteleocäns zu tun.

Das Diluvium.

Die jüngsten Ablagerungen sind diluviale Tone und Schotter, welche namentlich die weite Ebene des Krappfeldes bedecken. Das eigentliche Erraticum besteht aus den letzten Moränenzungen des vom Norden kommenden Mur- und des vom Süden herabziehenden Draugletschers. Der erstere ist vertreten durch kleine Reste ungeschichteter Schotter in der Nähe des Gurkdurchbruches bei Hirt und gleichartiger Blöcke auf Kote 900 des Deinsberges. Das Ende des Draugletschers, das nur zum kleinsten Teile in unser Aufnahmsblatt fällt, wurde seinerzeit von Höfer[2]) beschrieben. Die Einzeichnung der Grenzen entstammt dieser Arbeit. Alle übrigen Schottermassen wurden wegen ihrer Schichtung von mir als fluviatil angenommen, eine weitere Gliederung war in dem beschränkten Gebiete nicht möglich.

Mächtige Schuttmassen bedecken nicht nur das ganze Krappfeld, sondern reichen auch in ansehnliche Höhen hinauf; ich erwähne nur den Dachberg (Kote 690), Dobranberg (Kote 808). Eine auffallende Erscheinung ist das häufige Auftreten von rotem Raibler Porphyr und Melaphyr neben den Geröllen der Zentralalpen und den umliegenden Bergen. Nach Penecke befinden sich im Kärntner Landesmuseum vom Krappfeld ein Backenzahn von *Elephas primigenius* und eine unförmige, sehr große und dicke Knochenplatte, die als einem Cetaceen zugehörig gedeutet wurde. Weiters berichtet derselbe Autor von jungmiocänen kohlenführenden Süßwasserschichten und vergleicht sie mit den Ablagerungen von Keutschach und Liescha in Kärnten. Ich möchte diese blaugrauen Tone, welche keine Flöze, wohl aber lignitisierte Baumstämme führen, eher für eine interglaziale Ablagerung als für jungtertiär halten. Sie liegen stets unter dem diluvialen Schutte und führen manchmal Schotterbänke. Namentlich der innige Zusammenhang der Hangend- und Liegendschichten, ferner aber der Umstand, daß die in nächster Nähe befindlichen tertiären Ablagerungen des Lavanttales eine ganz andere Zusammensetzung zeigen, läßt mich vermuten, daß wir es mit jüngeren Sedimenten zu tun haben. Aufgeschlossen sind diese Lehme zwischen Stobersdorf und Dirnfeld, einerseits durch einen Ziegelbruch, anderseits durch das Bett der Gurk, ferner bei Silberegg, östlich im Walde und nördlich am Dachberg; an diesen Orten lagern wegen der daselbst gefundenen lignitisierten Baumstämme hoffnungslose Freischürfe. Schließlich erwähnt Penecke im Görtschitz-

---

[1]) P. Oppenheim. Die eocäne Fauna des Mt. Pulli bei Valdagno in Vicentino. Zeitsch. d. Deutsch. geol. Gesellschaft 1894, pag. 309.

[2]) H. Höfer. Das Ostende des Draugletschers, l. c. Lit.-Verz. VII.



tal in der Nähe von Klein-St. Paul einen weiteren Fundpunkt, von welchem er eine *Helix* registriert. Da diese Tone überall von Schotter überlagert werden, konnten sie in der Karte nicht zur Ausscheidung gelangen.

Der Aufbau des Gebietes.

Wie schon in der Einleitung hervorgehoben wurde, ruht muldenartig auf einer paläozoischen Unterlage eine Scholle mesozoischer und känozoischer Gesteine. Ein Blick auf das durch das ganze Gebiet gegebene Profil lehrt uns, daß wir es mit einer großen Synklinale zu tun haben, deren Sedimente in einem sehr alten paläozoischen Senkungsgebiete ruhen. Im Osten wird diese Bucht durch den Fuß der Saualpe, oder besser gesagt, durch den großen N—S streichenden, von Höfer nach dem Görtschitztal benannten Verwurf, begrenzt. Daß hier eine Störung vorliegt, sieht man schon daraus, daß der Ostflügel fast ausschließlich aus archäischen Gesteinen besteht und nur in der Tiefe sich jüngere Sedimente anlagern, während das Westtrum am anderen Ufer Trias, Kreide und Eocän trägt. Verfolgen wir das Tal von Süd nach Nord, so können wir vor allem südlich von Eberstein Verwerfer und verworfenes Trum direkt beobachten. Es stoßen die Werfener Schichten und unteren Dolomite (untere Trias) an die Halobienschiefer und oberen Dolomite (obere Trias). Nach N gegen den Horenberg komplizieren sich die Verhältnisse, die Verwerfung geht von Eberstein nach NO gegen die Schmelzöfen — in der Natur schon durch die Talsenke und das Fehlen jüngerer Gesteine am jenseitigen Ufer ausgedrückt — und dürfte wahrscheinlich von hier über den Rücken in das nächste Quertal gegen Klein-St. Paul streichen, so von der Geraden abweichend und ein kleines Stück des linken Ufer mitnehmend. Die plötzliche Verschmälerung des Diabastuffes und Grödener Sandsteines östlich vom Horenberg deutet wahrscheinlich den Verlauf der tektonischen Störung an. Daß die Verbindungsstrecke Eberstein—Klein-St. Paul im Tale selbst einer Störung entspricht, ist wahrscheinlich, läßt sich jedoch im Felde nicht entscheiden, da obere Trias und Kreide auf das jenseitige Ufer gleichmäßig fortstreichen. Zwischen St. Paul und Wieting sehen wir im Süden die unteren Dolomite an die paläozoischen Phyllite sich anlegen, es fehlen hier die Grödener Sandsteine und Werfener Schiefer, im Norden, am anderen Ufer finden wir Phyllite und Kreide in unmittelbarer Nachbarschaft. Über Mösel hinaus läßt sich die Störung nicht verfolgen, da an beiden Ufern gleichalterige Gesteine liegen.

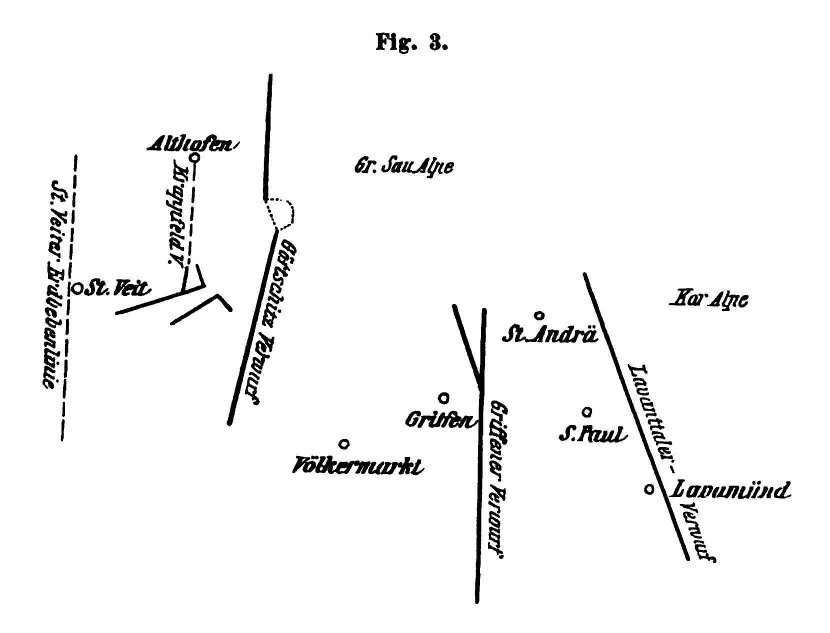
Der Norden, Westen und Südrand unseres Gebietes wird begrenzt von den paläozoischen Phylliten und Diabasen. Perm und Trias bilden auf dieser Basis einen geschlossenen Kranz, der nur durch die überlagernden jüngeren Sedimente ein wenig verwischt wird, trotzdem lassen sich beide Glieder im Kreise ringsum verfolgen, wenn sie auch im Norden bedeutend schmäler zu sein scheinen, wie in dem breiten, südlichen permotriadischen Gürtel. Während der Jura und unteren Kreidezeit scheint unsere Bucht trocken gelegen zu sein, es



folgen sofort diskordant die Küstenbildungen der oberen Kreide. Bis hierher herrscht eine vollständige Übereinstimmung mit den westlich gelegenen, von Höfer beschriebenen St. Pauler Bergen, der stratigraphische Unterschied beginnt mit dem Eocän. Während die Erosionsreste desselben als die nördlichst vorgeschobensten Punkte der südalpinen Ablagerungen dieser Zeit sich in unserem Gebiete vorfinden, im Osten dagegen fehlen, sehen wir umgekehrt zur Miocänzeit das Lavanttal vom Meere ergriffen werden, ohne daß dasselbe das Görtschitz- und Gurktal erreicht hätte.

Bei der Begrenzung der Sedimentärscholle haben wir bereits die Hauptstörungslinie, den von N nach S gehenden Görtschitztalverwurf beschrieben. (Siehe Fig. 3.) Außer diesem können wir noch folgende Verwerfungen beobachten. Im Süden liegt das stark gestörte Gebiet

Fig. 3.



des Watscher Kogels und Zoppelgupfes. Nördlich von Göseling streicht eine Verwerfung SW—NO gegen die Spitze des Watscher Kogels, hier mit einer zweiten NW—SO gehenden scharend. Der durch diese beiden Schnittlinien entstandene Zwickel zeigt eine Verschiebung nach O, was man am besten an dem Grödener Sandsteine bei dem Bauern Garzern im Florianigraben sehen kann.

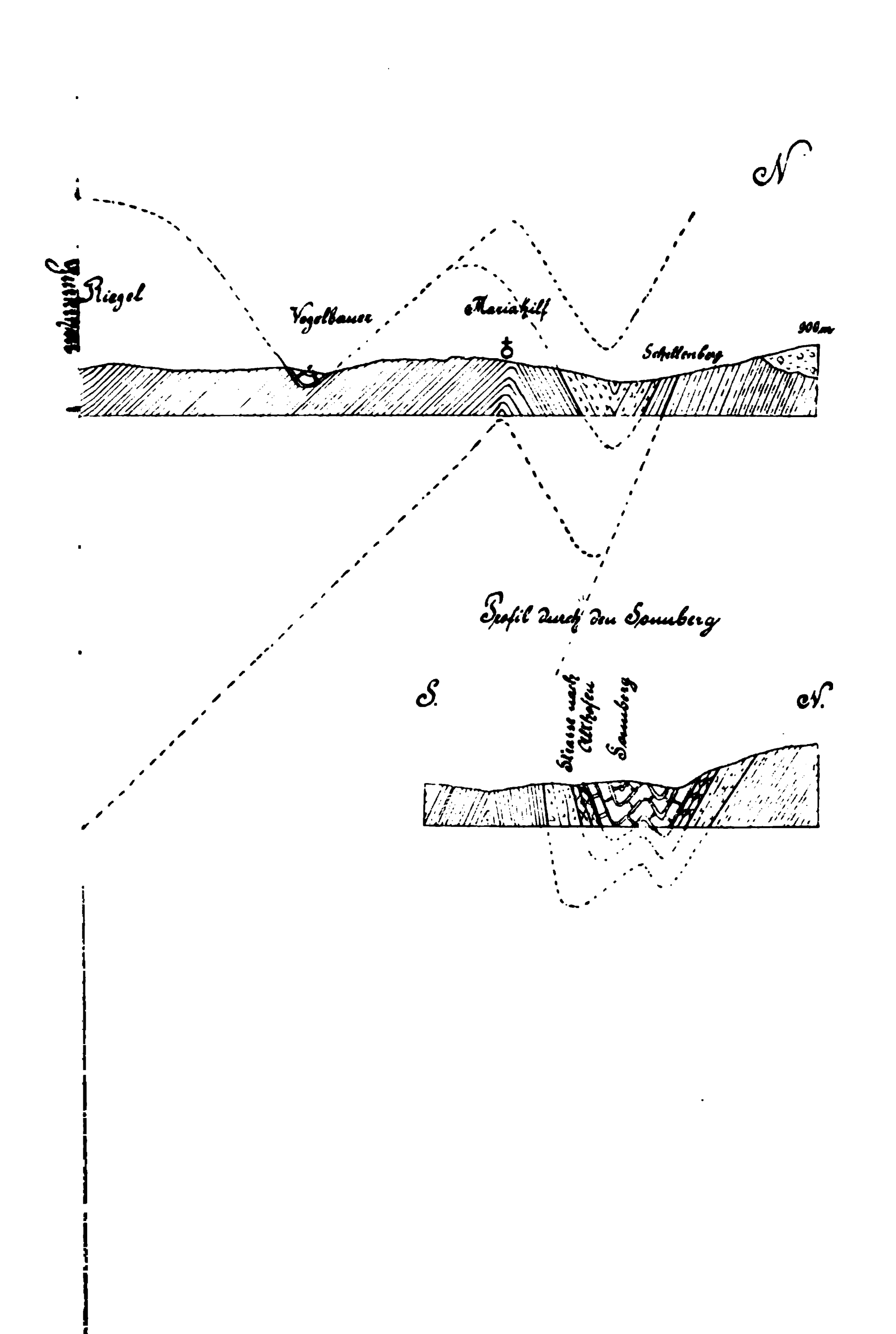
In zwei Staffeln sinken nun Halobienschiefer und obere Dolomite gegen den Zoppelgupf zu. Die eine Störung dürfte in die Diluvialebene in der Richtung des Schlosses Hoch-Osterwitz weiter streichen, als sicher kann dies von jener gelten, welche unterhalb des Gipfels des Zoppelgupfes aufsetzt und durch die Wände der Weißen Wand charakterisiert ist.

Auf dieser Linie stehen fast senkrecht erstens die zwei Zwickelverwerfungen am südlichen Fuße des Odvinskogel, welche zur Folge gehabt haben, daß der Grödener Sandstein in Dreieckform stehen geblieben ist, zweitens eine Verwerfung, welche durch den Gurkdurchbruch zwischen Pölling und Windischberg einerseits und Weiße Wand—Unterpassering anderseits in ihrer Richtung bestimmt und durch das Auftreten der Halobienschiefer bei Unterpassering bezeugt wird, und schließlich die dritte am SO-Fuße des Zoppelgupfes nach 21 h 5' streichend und in die Diluvialebene hinausreichend.

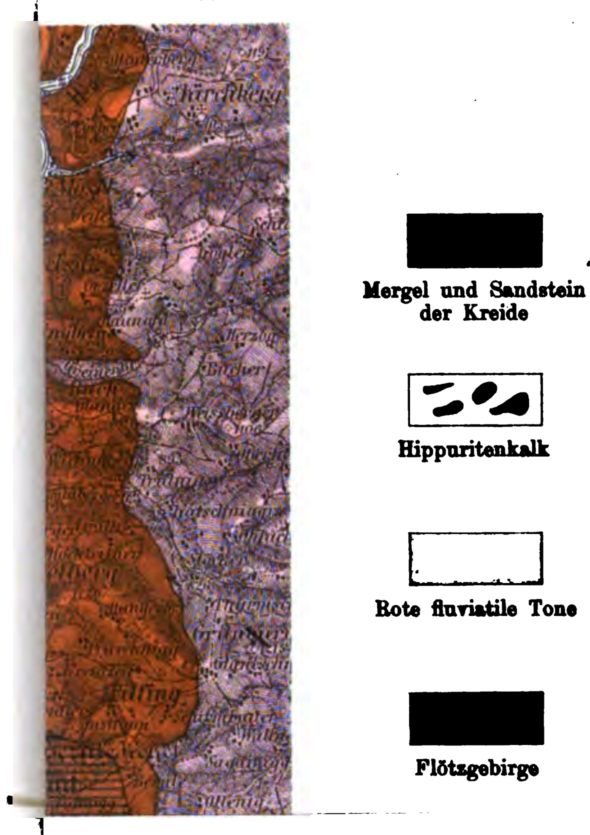
Wenn wir die zwei letzteren durch eine Gerade mit jenen Zwickelverwerfungen verbinden, welche bei Althofen den kleinen Horst von Werfener Schiefer und unteren Triaskalken gebildet haben, so finden wir einen Anhaltspunkt für die Wahrscheinlichkeit eines Krappfeldverwurfes, dessen weitere Folge die Ausfüllung der Senke mit jüngsten Sedimenten gewesen wäre.

Eine Zusammenstellung der Störungen unseres Gebietes und des von Höfer studierten westlichen Nachbarterrains (Fig. 3) ergibt, daß der größte Teil von N nach S streicht, fast senkrecht stehend auf der Linie Klagenfurt—Bleiburg. Ergänzt wird diese Beobachtung durch die von Höfer in seinen „Erdbeben Kärntens“ aufgestellte St. Veiter Bebenlinie.

Tafel VI.


N
Riegel
Vogelbauer
Mariahilf
Schellenberg
900m
Profil durch den Sonnberg
S.
N.
Strasse nach Althofen
Sonnberg

Tafel VII



Mergel und Sandstein der Kreide

Hippuritenkalk

Kreide

Rote fluviatile Tone

Flötzgebirge

Eocän

Über einige Erzlagerstätten in der Umgebung der Stangalpe.

Von **W. A. Humphrey** aus York, England.

Mit zwei Tafeln (Nr. VIII und IX) und einer Zinkotypie im Text.

Literatur.

Hacquet. Reise durch die norischen Alpen. Nürnberg 1791.

G. Tunner. Geognostische Beschreibung der Gegend von Gmünd in Oberkärnten. 1829.

Ami Boué. Aperçu sur la constitution géologique des provinces illyriennes. Mém. de la societé géologique de France. 1835. T. II, Part 1.

Unger. Über ein Lager vorweltlicher Pflanzen auf der Stangalpe in Steiermark. Steierische Zeitschrift 1840.

— Verzeichnis der Pflanzenreste der Stangalpe. Ebenda 1841.

J. Senitza. Über den südlichen Eisensteinzug der Alpen. Mont. Jahrbuch 1841, 100.

Merian. Über das Vorkommen älterer Formationen in den östlichen Alpen. Mont. Jahrbuch 1844.

F. Rolle. Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Teiles von Obersteiermark (dritter Teil). Jahrbuch d. k. k. geol R.-A. 1834, 363.

K. Peters. Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1855, 523, 883 und 907.

— Die kristallinischen Gebirge der Umgebung von Villach, Radenthein und Kremsalpe. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1855, 175.

Vinzenz Pichler. Die Umgebung von Turrach in Obersteiermark in geognostischer Beziehung mit besonderer Berücksichtigung der Stangalpener Anthrazitformation. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1858, 185.

K. R. von Hauer. Über das Verhältnis der Brennwerte der fossilen Kohlen in der österreichischen Monarchie zu ihrem Formationsalter. Jahrbuch d. k. k. geol. R.-A. 1863.

Graf C. Sternberg. Flora der Vorwelt. Band II, Tab. XXII, Fig. 2.

A. v. Morlots. Geologische Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen und die Erläuterungen dazu.

Verfasser unbekannt. Fragment zur mineralogischen und botanischen Geschichte Steiermarks und Kärntens (Klagenfurt u. Laibach 1783. Erstes Stück).

Hörhager. Über titanhaltiges Holzkohlenroheisen von Turrach in Obersteiermark. Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen 1904, Nr. 43.

Höfer. Die Mineralien Kärntens.

Brunlechner. Die Mineralien des Herzogtums Kärnten. 1884.

E. Hatle. Mineralien des Herzogtums Steiermark.

Einleitung.

Durch das freundliche Entgegenkommen von Herrn Oberbergrat Dr. R. Canaval in Klagenfurt wurde ich auf eine Reihe interessanter Erzvorkommnisse in der an der Grenze von Steiermark, Salzburg und Kärnten liegenden Stangalpe aufmerksam gemacht, welche sich um den Königstuhl (Karlnock) gruppieren. Von diesen Vorkommnissen ist allerdings nur noch das auf dem steirischen Anteile liegende Gebiet von Turrach in Betrieb, während jene im oberen Bundschuhtal, im Schönfeld auf der Salzburger Seite seit etwa einem Jahre auflässig sind und jene von Innerkrems in Oberkärnten schon eine größere Reihe von Jahren ruhen. (Siehe Übersichtskarte Taf. Nr. VIII.)

Der erste Bericht über dieses Gebiet ist von Hacquet geschrieben, der dasselbe bereiste und im Jahre 1791 in seiner Reise durch die Norischen Alpen beschrieben hat. Eine handschriftliche Skizze von G. Tunner über die Gegend vom Jahre 1829 wurde mir von Herrn Oberbergrat Canaval freundlichst zur Verfügung gestellt. Dieser Bericht umfaßt eine geognostische Beschreibung der Gegend und eine kurze Notiz über die Bergwerke zu Innerkrems.

Der erste, welcher das Gebiet ausführlich und wissenschaftlich untersucht hat, war Ami Boué, der im Jahre 1835 einen geologischen Bericht darüber: „Aperçu sur la constitution géologique des provinces illyriennes“ veröffentlichte.

Unger setzte die Arbeit Boués fort, indem er sich hauptsächlich mit den Pflanzenresten der Anthrazitformation der Stangalpe beschäftigte. 1840 erschien sein Bericht über ein Lager vorweltlicher Pflanzen auf der Stangalpe in Steiermark und ein Verzeichnis der Pflanzenreste der Stangalpe. 1841 schrieb Senitza über den südlichen Eisensteinzug der Alpen, wo die Bergwerke zu Innerkrems beschrieben wurden.

Erst 1853—1854 wurde das Gebiet im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt geologisch aufgenommen, und zwar die südwestlichen Teile Steiermarks von F. Rolle und D. Stur, die auch den südöstlichen Teil Salzburgs aufnahmen, während Oberkärnten von K. Peters bearbeitet wurde. Rolles Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Teiles von Obersteiermark, dessen dritter Teil sich hauptsächlich mit der Umgebung von Turrach beschäftigt, erschienen im folgenden Jahre. Im Jahre 1855 kam dann der Bericht über die geologische Aufnahme Kärntens von Peters. Diese beiden bilden die Grundlage für alle späteren Arbeiten in der Gegend.

„Die Umgebung von Turrach“ etc. von Vinzenz Pichler, eine Fortsetzung der Berichte Rolles und Peters’ erschien 1858.

Außer diesen in der Hauptsache an die Öffentlichkeit gelangten Studien lagen mir eine Reihe handschriftlicher Berichte vor über die Gruben im Schönfeld und die Gesteine der Gegend sowohl wie derjenigen von Turrach von Josef Hörhager, welche zwischen 1870—1876 niedergeschrieben und mir von dessen Neffen, Herrn

Ingenieur Josef Hörhager jun. in Turrach, freundlichst zur Verfügung gestellt wurden. Neueres über dieses Gebiet ist mir nicht bekannt geworden, außer einer Arbeit. „Über titanhaltiges Holzkohlenroheisen von Turrach in Obersteiermark“ von Josef Hörhager jun., welche 1904 erschienen ist.

Die mikroskopische Untersuchung der Gesteine wurde in München im petrographischen Seminar der Universität ausgeführt, wo die Gesteine und Dünnschliffe niedergelegt sind.

Geologische Übersicht.

Den besten Überblick über die topographischen Verhältnisse des Gebietes bietet der Königstuhl, der die Ecke zwischen Steiermark, Salzburg und Kärnten bildet. An seinen mächtigen Abhängen entspringen die Bäche, die sich in den Haupttälern unseres Gebietes zu Flüssen sammeln, und zwar in nordöstlicher Richtung der Nesselgraben mit den Turracher Eisenerzen, gegen Norden der Bundschuhgraben, welche beide in das Murtal münden. Vom Königstuhl westwärts ziehen sich der Kremsbach und der Leobenbach, die sich in die reißende Lieser ergießen. In bezug auf die Ausdehnung des zu beschreibenden Gebietes sei bemerkt, daß dasselbe sich in einer Länge von zirka 30 *km* von Turrach im Nesselgraben aus in westsüdwestlicher Richtung zur Mündung des Radlgrabens in das Liesertal südlich von Gmünd erstreckt. Die größte Breite des Gebietes stellt die zirka 10 *km* betragende Entfernung von Innerkrems bis zu den Bockalpen dar.

Weitaus das hauptsächlichste anstehende Gestein des Gebietes ist Glimmerschiefer von sehr wechselnder Beschaffenheit; sein Fallen ist im allgemeinen 25—35° nach Süden. Granitische Injektionsgänge sind an mehreren Stellen im Glimmerschiefer zu beobachten und letzterer wechselt auch mit Gneis ab, dessen Mächtigkeit aber gegen den Glimmerschiefer zurücktritt. Kalke und Dolomite überlagern diese Gesteine an mehreren Stellen, bald in vereinzelten Bänken, bald in lang aushaltenden und teilweise recht mächtigen Zügen. Direkt über dem Kalke findet sich wieder Glimmerschiefer, welcher dem unteren Schiefer von Vinzenz Pichler entspricht. Manchmal fehlt dieser Schiefer und dann ist der Kalk direkt von einem mächtigen Konglomerat überlagert, welches die Hauptmasse des Königstuhles und der nebenliegenden Gebirge bildet und dann sich allmählich gegen Südost und Südwest in langen Zungen auskeilt. Im Hangenden des Konglomerates findet man nochmals Schiefer von ähnlicher Beschaffenheit wie diejenigen im Liegenden desselben. Petrographisch sind die beiden nicht von einander zu unterscheiden und beim Fehlen des Konglomerats weiter südöstlich ist es unmöglich, die Grenze zwischen ihnen zu ziehen. Die Profilskizze Tafel VIII, Fig. 2 vom Rinsennock nördlich bis zum Geigernock wird die Übersicht erleichtern. Das Profil schneidet quer durch das auskeilende Konglomerat.

Petrographische Beschaffenheit der Gesteine.

Gneis.

Der Gneis, welcher mit dem Glimmerschiefer wechsellagert, pflegt im allgemeinen sehr quarzreich sein und zeigt eine ausgesprochen gebänderte Struktur, oft mit starker Verbiegung und Faltung. Ein typischer Augengneis, allerdings mit kleinen Feldspataugen, steht auf dem Abhange des oberen Kremsgrabens an. Er besteht aus einem feinkörnigen, etwas kataklastischen Quarzaggregat, mit deutlich ausgeprägter Augenstruktur, wobei die Augen größtenteils aus einer perthitischen Durchwaschung von Orthoklas und Plagioklas zusammengesetzt sind. Albit in klar durchsichtigen Körnern zusammen mit Oligoklas, welcher im allgemeinen sehr viel Glimmereinschlüsse enthält, kommt in selbständigen Individuen vor. Bänder von Muskovitlamellen mit kleinen Biotitindividuen durchziehen das Gestein, während größere Kristalle von Biotit, oft mit Muskovit verwachsen, vereinzelt in beliebiger Lage vorkommen. Dazu kommen stark rissige Granaten, zum Teil in Menge zusammengehäuft, etwas Apatit und Titanit sowie Rostflecken, wohl durch ausgewitterten Schwefelkies entstanden. In nicht geringer Menge trifft man Rutil und Zirkon, auch Partien von Mikropegmatit, Chloritmembranen etc. Andere Varietäten zeigen besser ausgesprochene Bänderstruktur.

Eine besonders bemerkenswerte Ausbildung ist die Einlagerung von Gneis an der Straße Leoben—Kremsbruck, zumal hier alle Übergänge zum Glimmerschiefer zu beobachten sind. Das Gestein besteht aus herrschendem Quarz mit wasserklarem Albit, der von massenhaften Muskovitblättchen durchsetzt ist, neben Oligoklas und Orthoklas, wobei vorherrschend aus Quarz bestehende Bänder durch Muskovitmembranen von solchen aus Feldspat abgetrennt werden. Das Gestein ist ungemein stark kataklastisch.

Glimmerschiefer.

Wie erwähnt, bildet das Liegende der gesamten Serie ein glänzender Glimmerschiefer, welcher in Farbe und Beschaffenheit ein sehr wechselndes Bild darbietet. Die Farbe variiert von grünlichweiß durch alle Nuancen bis dunkelgrün, so daß die Gesteine manchmal einem Chloritschiefer ähnlich sehen. Oder er erscheint braun durch reicheren Biotitgehalt. Mit der Zunahme des Quarzes wird das Gestein gneisartig und die Wechsellagerung von Glimmerschiefer, welcher überall mehr oder weniger von Quarzadern durchsetzt ist, und Gneis ist eine charakteristische Eigentümlichkeit des Gebietes.

Der Glimmerschiefer führt lokal bedeutende granitische Einlagerungen, im allgemeinen parallel der Schichtung angeordnet und von sehr wechselnder Mächtigkeit. An der Landstraße von Gmünd nach Kremsbruck trifft man mehrere solcher Bänder, von welchen

dasjenige kurz oberhalb Eisentrattens links ein charakteristisches Beispiel bildet. Diese Einlagerung ist ziemlich mächtig und erscheint makroskopisch granitisch mit untergeordneter Parallelstruktur. U. d. M. fällt vor allem auf, daß die Struktur sehr undeutlich und ungemein kataklastisch ist. Quarz, Orthoklas und Biotit, letzterer manchmal verwachsen mit Muskovit, sind die Hauptgemengteile. Der Biotit enthält Einschlüsse von Granat, Epidot und Kalkspat in wechselnder Menge und zeigt etwas parallele Anordnung. Dazu kommen reichlich große Kristalle von Granat, von Zirkon- und Quarzeinschlüssen erfüllt. Kleine Individuen von Zoisit, Zirkon, Titanit, Magneteisen und etwas Apatit sind auch vorhanden. Am Kontakt dieses in der Hauptsache granitischen Gesteines mit dem Glimmerschiefer ist letzterer von Quarzadern durchsetzt; schmale Bänder von Quarz und Glimmer wechseln rasch miteinander und lassen das Gestein oft recht gneisartig erscheinen.

Der Glimmerschiefer zeigt u. d. M. eine wechselnde Beschaffenheit, namentlich in den Verhältnissen der Hauptbestandteile. Ein Gestein zum Beispiel von Dornbach bei Gmünd besteht vorherrschend aus ungemein intensiv kataklastischen Bändern von Quarz, welche durch feinschuppige Membranen von Muskovit mit etwas Chlorit abgetrennt sind. Magneteisen, Zirkon, große Kristalle von Apatit, sehr viel Rutil und etwas Titanit sind neben einem konstanten Gehalt an Turmalin die Nebengemengteile, zu denen in wechselnder Menge Körner und Kristalle rhomboedrischer, wenig lammellierter Karbonate treten. Partien derselben enthalten massenhafte Quarzeinschlüsse. Der Hauptbestandteil des Gesteines bleibt immer der Quarz, dazu tritt noch manchmal Feldspat.

Gerade oberhalb Kremsbruck, auf dem Wege nach Innerkrems, bevor man die zweite Brücke über den Kremsbach erreicht, steht eine Felswand, welche aus etwas abweichendem Granatglimmerschiefer besteht. Hier ist das Gestein vorherrschend aus einem schuppigen Aggregat von Muskovit und Biotit zusammengesetzt, wobei die parallele Struktur wenig deutlich ist und die Größe der Schuppen sehr stark wechselt. Stellenweise ist fast nur Glimmer vorhanden, manchmal aber tritt dazu etwas Quarz in unregelmäßigen Körnern, welcher fast nicht kataklastisch ist. Neben dem farblosen Muskovit und dem dunkelbraunen Biotit sind größere Partien von Chlorit mit pleochroitischen Höfen um Zirkon zu beobachten. Zahlreiche große, ungemein rissige Granaten, teilweise chloritisiert, enthalten massenhaft Einschlüsse von kleinen schwarzen Täfelchen, welche Graphit sein dürften und die auch sonst das ganze Gestein imprägnieren. Außerdem trifft man größere schwarze, offenbar zum Titaneisen gehörige Individuen, welche stellenweise Leukoxenbildung zeigen, ferner Titanit, ziemlich viel Zirkon in kleinen Kriställchen, Magneteisen und etwas Rutil. Im Radlgraben kommt ein Schiefer vor, in welchem Kalkspat eine ziemlich bedeutende Rolle spielt. Das Gestein besteht vorherrschend aus Quarzkörnern, zwischen denen der Kalkspat als Bindemittel vortritt, ferner kommt dieser in großen Haufen durcheinandergewachsener Individuen zwischen den Quarzpartien und endlich als feiner Staub

vor, der das Ganze überdeckt. In größerer Anzahl trifft man auch Nester von augenartigem Querschnitt, die aber auch zu eigentlichen Bändern werden und vorherrschend aus Kalkspat und Glimmer bestehen. Die braungrünlichen oder farblosen Glimmer bilden abgetrennte Lagen, in denen sich massenhaft Epidot, ferner Rutil, Titaneisen und Schwefelkies finden. In dem Quarzaggregat ist auch Feldspat in einigen Körnern vorhanden.

Eine andere Varietät, von Vinzenz Pichler als kristallinischer Tonschiefer bezeichnet, findet sich bei Turrach zwischen dem großen Kalkzug und dem Gneis und läßt sich ziemlich weit nach Osten verfolgen. Er gehört zu dem untersten Glimmerschiefer und besteht u. d. M. aus wenig kataklastischen gerundeten Quarzkörnern, welche von Sericit umgeben sind und das Bild einer echten Sandsteinstruktur zeigen. Der Sericit ist oft durch verwitterten Schwefelkies rostig oder von einem graphitähnlichen Staube erfüllt. Daneben finden sich größere Muskovitblättchen, welche vereinzelt und auch in Bändern angeordnet sind. Rutil findet sich in Menge; ferner erkennt man Zirkon, Apatit und einige Individuen von grünlichgrauem Turmalin.

Verfolgt man den Radlgraben aufwärts, so kommt man, etwa zwei Stunden von der Mündung entfernt, auf einen kleinen Wiesenboden, wo am linken Ufer des Baches der Steinbruchgraben die hohe Felswand durchbricht. Diesen Riß in dem Abhange verfolgt man bis über die Baumgrenze, wendet sich dann aus dem Graben links und kommt, dem rotmarkierten Wege folgend in etwa einer halben Stunde an eine schroffe Wand, an welcher der Kontakt zwischen schmalen Granitgängen mit einem Serpentinstock aufgeschlossen ist. Der Serpentin ist normaler Antigoritserpentin mit etwas Magneteisen, Karbonat und Talk. Wenn man von dem Serpentin aus gegen den Granit geht, folgen sich aufeinander fast schwarzer Glimmerschiefer, dann Chloritschiefer, welcher allmählich durch Zunahme an Strahlstein in ein Strahlsteinaggregat übergeht, und Talkschiefer mit Übergängen in Glimmerschiefer. Schließlich kommen die granitischen Gänge und der Gneis. Gerade vor der Felswand auf dem Boden fand ich einige pegmatitartige Gesteine, welche größere Biotitblättchen von mehreren Zentimetern Durchmesser aufwiesen. Von demselben Orte stammen einige Spaltblättchen von Biotit von fast einem Dezimeter Durchmesser, die ich in der Sammlung eines Försters sah; leider habe ich dieselben anstehend nicht finden können.

Erwähnungswert ist ferner noch ein dunkelgrüner Schiefer aus dem Leobengraben, der in schmalen Bändern wechsellagernd mit Gneis auftritt und in dem makroskopisch parallel angeordnete Feldspatkristalle und Biotitblättchen zu erkennen sind und der u. d. M. den normalen Typus zentralalpiner Grünschiefer aufweist. Es hat den Charakter eines metamorphischen basischen Eruptivgesteines.



Phyllit.

Der Hauptzug des Kalkes wird wieder von Phylliten konkordant überlagert, dem „unteren Schiefer" von V. Pichler, über dem sehr wechselnd aussehende Konglomerate die Masse der Stangalpe bilden. Stellenweise fehlt der Schiefer und das Konglomerat liegt dann direkt auf dem Kalke. Über das Konglomerat folgt dann wieder ein dem Liegenden äußerst ähnlicher Phyllit, den V. Pichler als „oberen Schiefer" bezeichnet hat.

Diese phyllitischen Gesteine sind auch recht wechselnd, bald glimmerreich, bald fast tonschieferähnlich, manchmal deutlich chloritisch. Dazwischen kommen sandsteinartige Schichten vor und all diese Bildungen greifen so ineinander, daß die einzelnen nicht getrennt werden können. Südwestlich und südöstlich von Königstuhl keilt sich das Konglomerat allmählich zwischen den Phylliten aus und dann ist es unmöglich, eine scharfe Grenze zwischen denselben zu ziehen.

Petrographisch sind es echte Phyllite, in denen stark kataklastische Quarzlager von Membranen von lichtem Glimmer und Chlorit durchzogen werden. Die akzesssorischen Mineralien sind die gewöhnlichen, besonders reichlich ist lokal der Turmalin vertreten. Dazu kommen kleine Nester von Granat, wenig Feldspat und Karbonate, stellenweise der Schieferung parallel angeordneter feiner Staub ist vielleicht Graphit.

Konglomerat.

Das im allgemeinen sehr mächtige Konglomerat hat wiederum recht wechselnde Beschaffenheit, bald herrschen große Gerölle in einem spärlichen, kieseligen und etwas sericitischen Zement vor, unter welchen am häufigsten weiße Quarzgerölle zu beobachten sind, neben Bruchstücken von Grünschiefer, Glimmerschiefer etc. Andernteils nimmt es direkt sandsteinartige Beschaffenheit an. Es ist gewöhnlich deutlich geschichtet und setzt so die Hauptmasse der Königstuhl, Sauereggnock und die Gebirgskette zwischen Steiermark und Salzburg bis zur Reisecke zusammen.

Ein Gestein von mittlerer Beschaffenheit von der Nähe des Turracher Sees zeigt im Dünnschliffe vorherrschend langgezogene, stark kataklastische Quarzkörner mit wenig Albit, der von Glimmereinschlüssen erfüllt ist. Bänder von Muskovit und Chlorit mit Magneteisen, Quarz und Kalkspat trennen die einzelnen Lagen, zwischen denen Chloritoid in unregelmäßigen Aggregaten, Zoisit und Epidot in fleckigen Partien sowie einzelne Kristalle von Schwefelkies und Turmalin zu erkennen sind. In dem Konglomerat kommen in verhältnismäßig schmalen Schichten schwarze Tonschiefer vor, die massenhaft karbonische Pflanzenreste enthalten, durch welche das Alter der Schichten sicher festgestellt ist. Dieselben sind von Unger ausführlich beschrieben worden. Hier finden sich auch die bekannten Anthrazitlager der Stangalpe, welche fast graphitähnliches

Aussehen haben. Bemerkenswert ist, daß man da, wo Pflanzenreste in Menge gefunden worden sind, keine Anthrazitlager findet und umgekehrt die Anthrazitlager wenig oder gar keine Pflanzenreste führen. Das größte Lager befindet sich bei Brandl, wo der Anthrazit in großen Linsen vorkommt. Bald nimmt die Mächtigkeit zu, bald keilt das Lager fast aus, dann schwillt es noch einmal an.

Kalk und Dolomit.

In allen Teilen des Gebietes finden sich Kalkstein und Dolomit, manchmal in gewaltigen Zügen, welche sich kilometerweit verfolgen lassen, manchmal in vereinzelten Massen von beschränkterer Ausdehnung. Diese sind von früheren Geologen in zwei Teile getrennt worden. Der große Kalkzug, welcher mit wenigen Unterbrechungen von Fladnitz über Turrach und Krems südlich bis über den Leobengraben streicht, wurde dem Karbon zugezählt, wegen seiner zweifellosen Verbindung mit dem hangenden Konglomerat, das durch die eingelagerten Kräuterschiefer bestimmt ist. Die übrigen hat man mit dem liegenden Glimmerschiefer und Gneis zu anderen Formationen gerechnet. Die bedeutendste Kalkablagerung zieht sich über Turrach hin und enthält die wertvollen Eisenerze von Turrach, Schönfeld und Innerkrems. Nach der Aufnahme von Rolle, mit dem Peters und Pichler übereinstimmen, bildet dieselbe eine flache Mulde, welche konkordant auf Glimmerschiefer und Gneis liegt. Bei Dornbach liegt Dolomit konkordant auf dem Glimmerschiefer.

Das Einfallen wechselt von 15^0 bis 60^0 und ist im allgemeinen südlich gerichtet; die südwestliche Ausdehnung des Zuges hat eine Verflächung, welche sich mehr gegen Osten neigt. Überall aber entspricht das Fallen des Gneises und Glimmerschiefers demjenigen des darüberliegenden Kalksteines. Dieser Kalkzug zeigt an verschiedenen Stellen ziemlich abweichende Beschaffenheit. Dolomit und Kalkstein folgen unregelmäßig in allen Farben von dunkelblaugrau bis zu reinem Weiß aufeinander. Dazu treten Massen von gelblicher und etwas rötlicher Farbe, welche wahrscheinlich von Verwitterung herrührt.

Die Struktur des Kalkes ist mehr kristallinisch als dicht. Die am tiefsten liegenden Schichten desselben enthalten die vorhererwähnten Erze, welche in Turrach noch auf Eisen ausgebeutet werden. Der Kalk im Hangenden des Erzlagers ist gewöhnlich bläulich und von etwas kristallinischer Struktur. U. d. M. besteht er zum größten Teile aus feinkörnigem Kalkspat, welcher intensive Mörtelstruktur aufweist. Die größeren Kalkspatkörner sind ungemein reich an stark deformierten Zwillingslamellen und von unregelmäßigen Adern durchzogen, welche von dunklem Staub erfüllt sind. Auch vereinzelte winzige Quarzkörner sind eingeschlossen, welche aber nur ausnahmsweise kataklastisch sind. Als Liegendes und als Zwischenmittel kommt gewöhnlich gelber Dolomit vor, welcher etwas dichter aussieht als der blaue Kalk im Hangenden. Manchmal ist er stark desaggregiert und hat stellenweise ein mehliges

Aussehen. Diese oft ganz lehmartigen Partien erscheinen nur in unregelmäßigen Streifen und Butzen. Oft ist dieser Dolomit mit Schwefelkies und Magnetitkörnern durchsetzt. U. d. M. sieht man, daß er aus stark kataklastischen Dolomitkörnern mit deutlicher Zwillingslamellierung besteht, wobei die Mörtelstruktur sehr deutlich hervortritt. Grünlichgelber Glimmer und etwas Chlorit treten in kleiner Menge hinzu.

Wie schon gesagt, gehen Kalk und Dolomit überall ineinander über und wechseln verhältnismäßig rasch, dabei ist zu bemerken, daß in denjenigen Gruben, wo das Erz zum größten Teile aus Eisenspat besteht, fast immer Dolomit herrscht, wie in Altenberg und Neuberg, wo Liegendes und Zwischenmittel Dolomit sind, während im Hangenden der Erzlager Kalke auftreten. Wo aber der Brauneisenstein aus Schwefelkies hervorgegangen ist und wenig Spateisen vorkommt, wie in der Grünleiten, trifft man fast ausschließlich Kalk.

Wie schon erwähnt, finden sich auch vereinzelt kleinere Kalk- und Dolomitbänke. So findet sich bei Dornbach eine Dolomitmasse, die auf beiden Seiten des Maltatales zu beobachten ist. Hier hat auch eine Verwerfung stattgefunden, welche 40 bis 50 *m* beträgt. Dieser Dolomit ist rein weiß, äußerst splittrig, und etwas dicht. U. d. M. zeigt sich, daß feinkörnige Lagen mit gröberkörnigen stark verzahnten abwechseln; erstere, ohne Zwillingslamellen, bestehen aus Dolomit, letztere vermutlich aus Kalkspat. Aber auch in den dolomitischen Lagen sind einzelne größere stark bestaubte Kalkspatkörner vorhanden, die vermutlich weitgehend umgewandelte Crinoidenreste darstellen. Dieser Dolomit weicht in seiner Beschaffenheit und rein weißen Farbe etwas von den übrigen Kalk- und Dolomitzügen der Gegend ab, welche im allgemeinen gelbliche oder bläuliche Farbe aufweisen und eine etwas gröber kristallinische Struktur besitzen.

Ähnliche Bänke, die aber die Phyllite überlagern, kommen südlich von Turrach vor. Erwähnenswert dürfte eine Bank sein, die in Verbindung mit dem alten „Kupferbau" vorkommt. Sie steht ebenso vereinzelt da wie die bei Dornbach und geht teilweise in fast reinen Magnesit über, wie Analysen die in Leoben gemacht sind, erwiesen haaben; auch große Eisenspatpartien kommen zwischen diesem Dolomit und dem Phyllit vor.

Die Erzlagerstätten.

Weitaus in den meisten Fällen sind die Erzlagerstätten an die Karbonatgesteine, speziell an den Dolomit gebunden. Sie treten dann gewöhnlich nicht allzu entfernt von der Grenze gegen Gneis, respektive Glimmerschiefer auf, ohne im allgemeinen in diese Gesteine überzusetzen. Eine Ausnahme bildet das Vorkommen im Radlgraben bei Gmünd, indem hier die Erze im Glimmerschiefer auftreten.

Das Bergwerk, welches schon mehrfach in Angriff genommen wurde, befindet sich ungefähr eine Stunde von der Mündung des



Tales entfernt, ist aber völlig aufgelassen. Man sieht in den beiden Stollen am linken Ufer des Baches ein Quarzband von ungefähr einem Meter Mächtigkeit durch die Schiefer hindurchbrechen, welches randlich Kupferkies, Bleiglanz und Schwefelkies eingesprengt enthält. In dem Schiefer trifft man auf 2 oder 3 *cm* gleichfalls Erz, welches wie in dem Quarze, in Bändern oder eingesprengt vorkommt, bis ungefähr 10 oder 15 *cm* von dem Kontakt in den Quarz hinein, dessen innerer Teil aber rein und weiß ist. Soweit das Erz in Form von Bändern auftritt, besteht es aus fast reinem Kupferkies und Schwefelkies mit untergeordnetem Gehalt an Bleiglanz oder es herrscht der Bleiglanz vor. Wo dagegen die Erze im Quarz unregelmäßig eingesprengt vorkommen, liegen sie in mehr gleichmäßiger Mischung vor. Der Kupferkies ist nach Tunner güldisch, während der Bleiglanz Silber führt.

Der Gehalt an edlen Metallen ist immer sehr veränderlich gewesen, reiches Erz abwechselnd mit armem, aber schließlich zeigte sich nur das arme Erz, so daß der Betrieb eingestellt wurde. Das Einfallen des Quarzganges sowohl wie des umgrenzenden Schiefers beträgt etwa 35° nach Nordost. Diese Einfallsrichtung widerspricht dem allgemeinen Fallen des Schiefers in dem Gebiete, die Abweichung dürfte mit der schon erwähnten Störung am Dornbach zusammenhängen.

In den Bockalpen, am südlichen Rande unseres Gebietes, kommen ziemlich mächtige, eisenhaltige Schichten auf der Grenze zwischen dem Kalke und dem hangenden oberen Schiefer vor, die aber seit Jahren nicht mehr aufgebaut werden. Der Paß, welcher vom Kaningbach und Leobengraben in das Langalpental und Drautal hinüberführt, liegt auf der Grenze zwischen den beiden Schichten. Westlich davon sieht man lauter Kalkgipfel und der Kalk reicht bis auf die Paßhöhe herunter, wo der Schiefer anfängt und den östlichen Abhang des Pfandnockes bildet. Die hier anstehenden Schiefer gehen gegen das Liegende allmählich in ein roteisenführendes Gestein von breccienartigem Charakter über, in welchem bald das eisenreiche Bindemittel stark überwiegt, bald eckige Quarzbrocken an Menge zunehmen. Das Gestein erreicht eine Mächtigkeit von 4 oder 5 *m*, doch ist nicht sicher zu sagen, ob es bis zu der Kalkgrenze reicht, welche noch 4 oder 5 *m* im Liegenden entfernt ist, da es unter den Schutt hineintaucht. Das Fallen des Erzlagers und des Schiefers beträgt 15—20° und die Verflächung ist nach SSO. Mit dem Verschwinden des Quarzes soll das Gestein in Brauneisenstein übergehen.

Im Kupferbau unweit Turrach an der Grenze zwischen Dolomit uud Phyllit kommen Eisenspat, Brauneisen, Fahlerz und Kupferkies vor. Die Erze bestehen hauptsächlich aus geringem Eisenspat. Der Kupferkies und das Fahlerz sind in ziemlicher Menge in diesem und im Dolomit eingesprengt und wurden wahrscheinlich in alten Zeiten zur Kupfergewinnung ausgebeutet.

Das Bergwerk ist sehr alt und war schon vor der Entdeckung des Turracher Eisenerzlagers im Jahre 1657 im Betrieb. Jetzt ist



auch der Bergbau auf Eisen gänzlich eingestellt, da der Eisengehalt nur etwa 25—30% beträgt. Der Dolomit dieses Lagers weist einen hohen Magnesiagehalt auf und geht stellenweise, wie schon oben erwähnt, in fast reinem Magnesit. Der Schiefer zeigt neben dem Eisenspat stets Bleichung auf mehr als 1 *m* Entfernung.

Weitaus die wichtigsten Erzvorkommnisse aber kommen teilweise auf der Grenze von Gneis und Kalk, teilweise in den tiefsten Schichten des Kalkes vor und bilden mehr oder minder mächtige, lagerartige Bänder, welche im allgemeinen parallel der Schichtung verlaufen, manchmal aber scheinbar davon abweichen. Die den Gneis direkt überlagernden Erzbänder werden durch gelben Kalk getrennt, meist von mehreren hangenden Erzlagern gefolgt. In Altenberg zum Beispiel befinden sich fünf parallele Lager, von denen das unterste direkt auf dem Gneis liegt, während die anderen dem Karbonatgestein eingeschaltet sind. Von diesen ist das hangendste am mächtigsten und überhaupt haben nur drei davon bedeutende Mächtigkeit.

Wie schon bemerkt, liefern heute nur noch die Gruben in Steiermark, und zwar diejenigen bei Turrach am Röhrerwald und Steinbach einen Ertrag, welcher zirka 100.000 Meterzentner Erz jährlich beträgt. Dagegen sind die Vorkommnisse von Innerkrems in Kärnten, die unter dem Gebirge mit der Schönfeldgrube in Salzburg durchschlägig waren, ebenso wie diese aufgelassen.

Die Erze sind von sehr wechselnder Beschaffenheit an den verschiedenen Anbrüchen, stellen aber wahrscheinlich nur mehr oder weniger fortgeschrittene Stadien der Verwitterung dar. Im Röhrerwald und Steinbach bei Turrach, auch in der Grünleiten bei Innerkrems und ebenso im Schönfeld bestehen die Erze aus ziemlich verschiedenartigem Brauneisen. In Steinbach zum Beispiel ist es zum Teil schwer und dicht und besteht aus schönem Pecherz mit 66—70% Eisen nach Angabe des Obersteigers der Grube; auch das dort vorkommende gebänderte Lebererz ist sehr eisenreich. Dagegen findet sich in der Röhrerwaldgrube ein viel weniger kompaktes Erz, welches aber zum Teil auch sehr eisenreich und leicht zu bearbeiten ist. Auch gibt es dort lockeres Lehmerz (Mott) in beträchtlicher Menge, das wegen seiner leichten Bearbeitbarkeit und seines ziemlich hohen Eisengehaltes von etwa 53% gleichfalls sehr geschätzt wird. Auch das ausgebrannte Erz, ein blasiges, binssteinähnliches Brauneisen, ist hier zu erwähnen, sein Eisengehalt beträgt ungefähr 40%. Eisenocker kommt in ziemlicher Menge vor, ist aber wegen geringen Eisengehalts unbauwürdig. Die Röhrerwalder Erze haben einen Durchschnittsgehalt von 45 bis 49% Eisen und bilden zirka ein Fünftel der augenblicklichen Ausbeute von Turrach.

Die Erze von Grünleiten in Innerkrems und Schönfeld sind einander sehr ähnlich und im allgemeinen Braunerze von mittlerer Schwere. Die Hauptmasse des Erzes pflegt mürbe und aufgelöst zu sein, wird aber an einzelnen Punkten fester und geht dann gern in Schwefelkies über. Das zwischenlagernde Karbonatgestein ist hier stark angegriffen. Im Gegensatz zu den Gruben, welche haupt-

sächlich Brauneisen führen, steht Altenberg in Innerkrems, dessen Erz sich als ziemlich armer Eisenspat darstellt. Derselbe beteht teils aus herrschendem Eisenspat, teils geht er durch steigenden Gehalt an Schwefelkies in derben Kies über. Das Spateisen hat einen ziemlich hohen Gehalt an eingesprengtem Magneteisen, welches auch in Butzen unter dem Braunerze vorkommt. Die anderen Stollen zu Innerkrems, welche sich früher in Betrieb befanden, sind alle gänzlich zerfallen und verlassen. In Neuberg sieht man zwar noch den Einbruch, wo hauptsächlich Weißerz gebrochen wurde. Dieses Erz ist stellenweise ganz rein und gelblichweiß, stellenweise findet sich in demselben Magneteisen eingesprengt. Das Magneteisen kommt in kleinen Kristallen vor, welche sich auch zu derben Partien von großen Dimensionen entwickeln. Hier tritt der Schwefelkies nicht stark hervor. Das Spateisen aber bietet viel Ähnlichkeit mit demjenigen von Altenberg, es ist nicht sehr reich und wird seit 1829 nicht mehr gebrochen. Sonst aber sind die Stollen kaum gangbar und nur in Altenberg, Grünleiten und Schönfeld hält man die Gruben für späteren Betrieb in Stand.

Im Konstantiastollen bestand nach Senitza das Erz wie in Neuberg aus fast unverwittertem Spateisen, welches grau gefärbt ist und einen hohen Gehalt an eingesprengtem Magneteisen aufweist. Die Erze sind hier ziemlich häufig von dunkelblauen, fast schwarzen Schieferschichten durchzogen. Im Aloisiastollen sind die Erze mehr kiesig, bestehen aber zum größten Teile aus unverwittertem Spateisen. Dagegen ist an der Rotofenwand wieder Brauneisen zu beobachten; neben dem kommen Spateisen mit hohem Magneteisengehalt und sehr mit Schwefelkies verunreinigt und auch Butzen von Bleiglanz vor.

In allen diesen Gruben findet sich Schwefelkies in wechselnder Menge. Wenn er reichlich vertreten ist, nimmt der Wert des Erzes natürlich ab. Der Eisenspat ist von Schwefelkies durchzogen, beim Braunerz dagegen kommt derselbe in Knollen und Klumpen vor. Wenn man das Brauneisenlager in der Richtung der Verflächung nach der Tiefe zu verfolgt, geht es in Kalk über, in welchem äußerst viel Schwefelkies eingesprengt ist. Die Knollen von unverwittertem Schwefelkies in der Mitte des Brauneisens sowie das Auskeilen des Brauneisens in Schwefelkies in der Tiefe deutet darauf hin, daß das Brauneisenerz durch Verwitterung von Schwefelkies entstanden ist und daß die Knollen von Schwefelkies, welche in dem Brauneiseinlager eingeschlossen sind, nur unverwitterte Teile des ursprünglichen Gesteines darstellen. Diese Auskeilung zeigen die Abbildungen (Taf. IX, Fig. 1—3), welche nach der Grubenkarte von Steinbach gezeichnet sind. In Altenberg sind gut ausgebildete Schwefelkieskristalle zu finden. Magneteisen kommt auch in Butzen und Körnern, bald mit Schwefelkies in engem Zusammenhange, bald allein an mehreren Stellen vor. Manchmal ist es verwittert, in der Regel aber sehr gut erhalten und bildet zuweilen Klumpen von ansehnlicher Größe. Gewöhnlich tritt es in unregelmäßigen Streifen von kleinen Körnern auf. Es ist am stärksten vertreten in den reicheren Teilen des Lagers

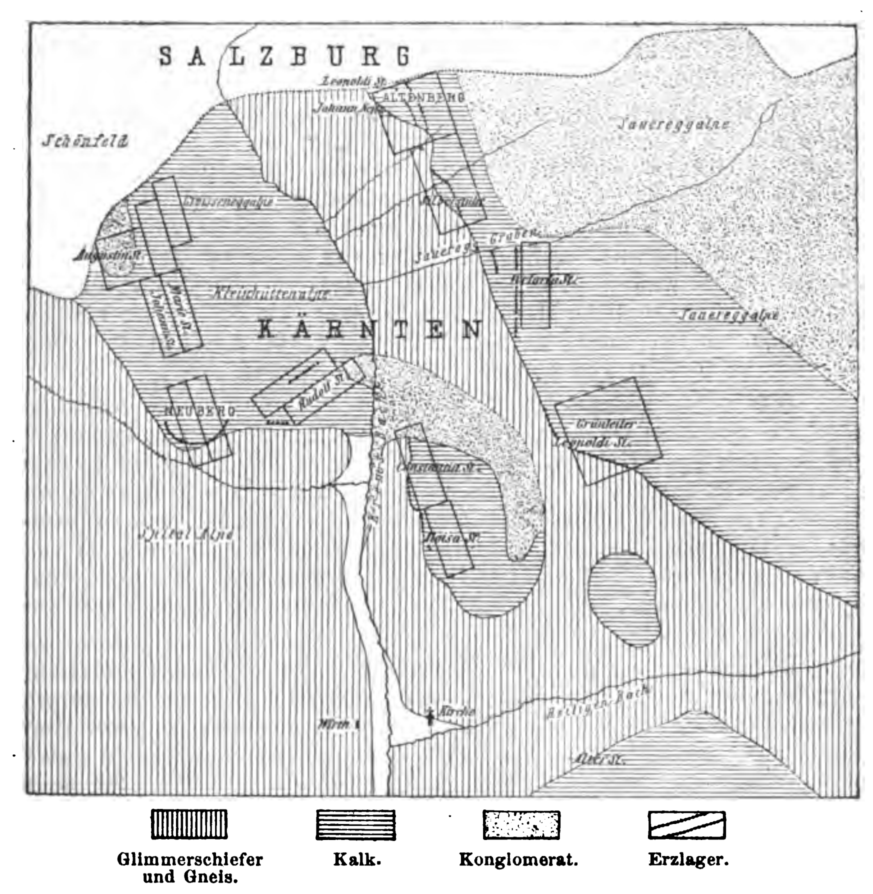


und deutet nicht wie die Zunahme von Schwefelkies auf eine Auskeilung des Brauneisens hin.

Ein weiterer, ziemlich häufiger Begleiter des Brauneisens ist der Bleiglanz, welcher in der Mitte des Lagers in Butzen und Aggregaten, ähnlich wie das Magneteisen, vorkommt. Endlich kommt

Übersichtskarte des Eisenbergbaus Krems im Bezirk Gmünd in Kärnten.

N. (Nach Merscha.) *S.*



Spateisen in dem Brauneisenlager in seltenen, aber gut erhaltenen, kleinen linsenartigen Butzen vor.

Im allgemeinen beobachtet man, daß das Lager am breitesten ist, wo es an die Oberfläche herantritt, und daß es allmählich nach der Tiefe an Mächtigkeit abnimmt, bis es endlich in den Schwefelkies übergeht. Im Röhrerwald ist die durchschnittliche Mächtigkeit



des Lagers etwa 2 *m*. Liegt das Erz unmittelbar auf dem Gneis, so ist dieser im allgemeinen stark angegriffen. Auch das Erz ist dann oft sehr glimmerreich und deswegen, wie zum Beispiel im Josefistollen, ganz unbrauchbar. Wo aber eine ganz schmale Kalklage dazwischen liegt, ist der Gneis frisch und hart geblieben. In Steinbach fehlt in der Regel der Gneis als Liegendes fast vollständig, an seine Stelle tritt Glimmerschiefer, welcher durch eine ziemlich gleichmäßige Kalklage vom Erze getrennt ist.

Neben den erzführenden Schichten finden sich im Kalk ganz ähnlich ausgebildete Lager von braunem Mulm, so bei Turrach und Innerkrems und in besonderer Mächtigkeit im Steinbach, welche aber nicht bauwürdig sind und als „taube Lager“ bezeichnet werden.

Im Röhrerwald findet man statt des liegenden Karbonats manchmal ein Quarzband, welches das Lager von dem Gneis trennt. Dasselbe ist in Schönfeld zu beobachten. Auch ist das Erzlager hie und da von Kalkspatadern durchsetzt. An manchen Stellen im Röhrerwald findet man ferner innerhalb des liegenden Gneises den Erzlagern parallel laufende Bänder von sandiger Beschaffenheit, welche nichts weiter sind als stark zersetzter und desaggregierter Gneis und eine ähnliche Mächtigkeit besitzen wie die Erzlager selbst, mit denen sie in ihrem ganzen Auftreten große Ähnlichkeit zeigen. Sie sind beiderseits von hartem Gesteine begrenzt.

Wie schon gesagt, gehen Kalk und Dolomit überall ineinander über und wechseln verhältnismäßig rasch; dabei ist aber zu bemerken, daß in denjenigen Gruben, wo das Erz zum größten Teile aus Eisenspat besteht, fast immer Dolomit herrscht, wie in Altenberg und Neuberg, wo Liegendes und Zwischenmittel Dolomit sind, während nur im Hangenden des Erzlagers Kalke auftreten. Wo aber der Brauneisenstein aus Schwefelkies hervorgegangen ist und wenig Spateisen vorkommt, wie in der Grünleiten, trifft man fast ausschließlich Kalk.

Bei Innerkrems sind in verschiedenen Niveaux eine Reihe aufgelassener Stollen vorhanden, deren innerer Zusammenhang nur schwer festzustellen ist. Senitza versuchte dieselben in zwei Horizonte zusammenzufassen, was aber schon darum nicht recht zuverlässig erscheint, weil der Stollen Silberstube sich etwa 200 *m* im Liegenden des zum selben Streichen gezählten Altenbergs befindet. Die dort vorhanden gewesenen Aufschlüsse zeigt die auf vorstehender Seite eingefügte Übersichtskarte, welche ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Oberbergrats Dr. Canaval verdanke.

Schlussfolgerungen.

In den älteren Beschreibungen des Gebietes, so bei Rolle, Peters und Pichler, tritt die Anschauung in den Vordergrund, daß auf dem als Urgebirge angesehenen System von Gneis und Glimmerschiefer der erzführende Kalk die tiefste Stufe der Karbonformation bildet, welcher auch die darüberliegenden Schiefer und Konglomerate angehören. Dabei ist das Alter der letzteren infolge des Vorkommens von Kräuterschiefer und Anthrazit mit einiger Sicherheit festgestellt, während eine derartige direkte Bestimmung bei dem Fossilmangel des Kalkes nicht möglich war.

Betrachten wir die Verhältnisse der Gesteine näher, welche die sogenannten Urgebirge zusammensetzen, so sehen wir an der gesamten petrographischen Beschaffenheit die Grundzüge der Schieferformation der Zentralalpen. Wir finden, abgesehen von den unzweifelhaft injizierten Schiefern, in der weiten Verbreitung des Turmalins in diesen Gesteinen einen Anhaltspunkt dafür, daß vulkanische Kräfte im Zusammenhange mit einer in dem speziellen Gebiete kaum aufgeschlossenen granitischen Zentralmasse auf ursprünglich rein klastische, sedimentäre Gesteine eingewirkt haben und deren kristallinische Beschaffenheit hervorbrachten. In dieser kann somit kein Grund gefunden werden, eine geologische Trennung des Liegenden vom Hangenden durchzuführen, zumal auch die Struktur der von den älteren Geologen für karbonisch angesehenen Bildungen dieselben Grundzüge aufweist, nur mit dem Unterschiede, daß in den höheren Niveaux die äußerlich sichtbaren Ausläufer der vulkanischen Masse nicht mehr zu finden sind; aber auch in dem kaum verändert erscheinenden Konglomerat hat das Bindemittel durchaus den Charakter kontaktmetamorphischer Glimmerschiefer und auch die Turmalinimprägnation fehlt hier keineswegs.

Wenn man die geologischen Verhältnisse mit diesen Ergebnissen der petrographischen Untersuchung vergleicht, so findet man in der vollständigen Konkordanz der Schichten einen zwingenden Hinweis in derselben Richtung. Unzweifelhaft handelt es sich nicht um zwei geologisch einander fernstehende Formationen, wie es das Urgebirge und das Karbon sind, sondern vielmehr um eine einheitliche Schichtenfolge ursprünglich sedimentärer, und zwar höchstwahrscheinlich karbonischer Ablagerungen, welche von unten her eine Metamorphose erlitten haben. Daß hierbei die dem umwandelnden Herd zunächst gelegenen, das heißt die tiefsten Schichten im höchsten Maße verändert sind, und daß die Metamorphose um so geringer wird, je mehr man in das Hangende fortschreitet, entspricht durchaus den normalen Verhältnissen.

Was die Entstehung der Eisenerze endlich betrifft, so wurden dieselben früher selbstverständlich als syngenetische Bildungen angesehen, und zwar als der zersetzte Hut von Schwefelkieslagern echt sedimentärer Entstehung. Daß diese Anschauung in den Vordergrund gestellt wurde, beruht in erster Linie auf der durchaus konkordanten Lagerungsform, welche die Erze im Kalke haben.



Betrachtet man die in obigen ausführlich besprochenen geologischen und petrographischen Verhältnisse in ihren Einzelnheiten, so trifft man auf manchen Punkt, der nicht gerade leicht mit einer derartigen Ansicht in Übereinstimmung gebracht werden kann. In erster Linie ist darauf aufmerksam zu machen, daß die wichtigsten Vorkommnisse dem Liegenden des Kalkes angehören, welcher dort, wo das Lager vorherrschend aus Spateisen besteht, dolomitisiert oder gar in Magnesit umgewandelt ist. Man beobachtet ferner, daß ausnahmsweise, so im Schönfeld und Röhrerwald bei Turrach, die Erze auch im Gneis selbst auftreten, in welchem sonst nur die erwähnten, von sandigem Material ausgefüllten Ruscheln vorhanden sind. Und diese Ruscheln verlaufen ebenso wie die Erzlager durchaus konkordant zur Schichtung des Gesteins wie andernteils im Kalk die tauben Lager gleichfalls dieselbe Orientierung aufweisen. Daß diese beiden Arten von Einlagerungen mit mechanischen Störungen, mit Verwerfungsklüften, in Zusammenhang gebracht werden müssen, liegt wohl auf der Hand und damit erscheint auch eine ähnliche Bildungsweise für die Erzlagerstätten selbst nahegelegt.

Die Vorkommnisse befinden sich in den äußeren Kontaktzonen des Zentralgranits, wie gewöhnlich in diesen Horizonten in der Nähe der Grenze möglichst verschiedenartiger Gesteine im Liegenden, seltener auch im Hangenden der Kalkeinlagerung. Die frischen Erze sind in einer Gruppe vorherrschend Schwefelkies mit Magneteisen, in der anderen tritt Spateisen neben dem Sulfid als Hauptgemengteil hervor. Die beiden Arten zeigen in ihrer geologischen Form keinen Unterschied, nur in der Beschaffenheit des Nebengesteines ist ein solcher zu finden, indem das Liegende und die Zwischenmittel des Spateisens, wie gewöhnlich in den zentralalpinen Vorkommnissen, zu Dolomit oder zu noch magnesiareicheren Gesteinen umgewandelt sind, während das Nebengestein der vorherrschenden Kies führenden Bildungen zwar stark mit Schwefelkies imprägniert wurde, in der Hauptsache aber ein Kalk geblieben ist. Auch das verhältnismäßig reiche Vorkommen von Bleiglanz in Nestern innerhalb des Erzes spricht nicht gerade für syngenetische Bildung, und wenn man endlich die hier besprochenen Gebilde mit anderen ähnlichen Vorkommnissen in den Zentralalpen vergleicht, so zum Beispiel mit dem Erzberg bei Hüttenberg, so findet man, abgesehen von vielen Verschiedenheiten, eine ganze Reihe analoger Grundzüge. Nirgends aber trifft man in Gesteinen von ähnlicher Beschaffenheit und unter analogen Lagerungsverhältnissen in der ganzen Zentralkette der Alpen Erzbildungen, welche nicht den Stempel epigenetischer Entstehung an sich tragen.

Alle Wahrscheinlichkeit spricht dafür, daß es thermale Prozesse gewesen sind, die im Gefolge der Intrusion des Zentralgranits sich einstellten und auf den Klüften der Gesteine ihre Tätigkeit ausübten. Daß diese Klüfte hier gerade im Streichen der Schiefer verlaufen, ist eine Erscheinung, die wir in den Zentralalpen in weitester Verbreitung beobachten, und daß andernteils von den Klüften im Kalk aus die Erzbildung vor sich ging, während im Gneis nur zu intensiver Gesteinszersetzung Anlaß gegeben war, das ist



wiederum eine Erscheinung, die geradezu universellen Charakter besitzt. Durch die chemische Wirkung des Kalkkarbonats sind die Erze aus ihren Lösungen gefällt worden. Im Gneis waren solche Fällungsmittel nicht vorhanden und das Erz wurde in Lösung weitertransportiert. So erscheint es nicht zweifelhaft, daß die Erzlager in der Umgebung der Stangalpe echt epigenetische Bildungen darstellen, welche von den zahlreichen sonstigen Eisenerzvorkommen der Zentralalpen, soweit sie in Kalk aufsetzen, sich durch das reichliche Vorkommen von Schwefelkies unterscheiden, während sonst der herrschende Bestandteil Spateisen ist. Man mag auch vielleicht der sonst so durchaus unregelmäßigen Form der Erzkörper die hier vorherrschend konkordante Lage entgegenhalten, aber der Unterschied ist doch wohl für die genetische Auffassung nicht maßgebend, sondern beruht auf rein lokalen Verhältnissen, die sich aus der Gesteinszerklüftung ergeben.

Fassen wir alle Erscheinungen zusammen, so ergibt sich, daß in dem untersuchten Gebiete die Intrusion des Zentralgranits die Ablagerungen des Karbons kontaktmetamorphisch verändert und in den untersten Schichten auch mit granitischem Material injiziert hat. Dann lösten sich die Spannungen auf einzelnen Klüften auf, deren Hauptrichtung dem Streichen der Schichten parallel geht, und auf diese stiegen nun die heißen Quellen empor, die dort, wo das Nebengestein der Ausfüllung günstig war, zur Ablagerung der Erze führten.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich Herrn Oberbergrat Dr. Canaval in Klagenfurt, der mir zu der vorliegenden Arbeit verschiedene Schriften und Karten zur Verfügung stellte und auf dessen Anregung diese Untersuchung unternommen wurde, sowie Herrn Ingenieur J. Hörhager in Turrach, der in liebenswürdigster Weise mir den Eintritt zu den Gruben zu Turrach und den Gebrauch der Grubenkarten und Zeichnungen gestattete, meinen besten Dank aussprechen. Ebenso bin ich zahlreichen anderen Herren in dem studierten Gebiete für ihr freundliches Entgegenkommen zu Dank verpflichtet, deren Liebenswürdigkeit mir die Arbeit in den verfallenen Bergbauten in hohem Maße erleichtert hat. Ganz besonders aber möchte ich Herrn Professor Weinschenk in München für die Unterstützung und Hilfe, die mir während der Arbeit von seiner Seite zuteil geworden ist, meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Anhang.

Folgende Analysen von Erzen aus den in Betracht kommenden Gebieten, welche in Leoben ausgeführt worden sind, wurden mir freundlichst vom Herrn Ingenieur J. Hörhager in Turrach zur Verfügung gestellt. Ich führe sie hier an, weil sie einen guten Überblick über die Beschaffenheit des Materials [1]) gewähren.

[1]) Auf Titan wurden nur die Turracher Erze geprüft.



Altenberg.

Spateisen.

Prozent		
53·71 . . .	Fe_2O_3	} = 42·20% Fe
5·91 . . .	FeO	
10·00 . . .	SiO_2	
3·55 . . .	MnO = 2·75% Mn	
2·69 . . .	Al_2O_3	
3·14 . . .	CaO	
8·66 . . .	MgO	
12·04 . . .	Glühverlust	
0·18 . . .	S	
0·01 . . .	P	

Weißerz.

Prozent	
68·01 . . .	Fe_2O_3 = 47·61% Fe
1·39 . . .	SiO_2
3·76 . . .	Mn_2O_3 = 2·38% Mn
3·25 . . .	Al_2O_3
4·25 . . .	CaO
14·13 . . .	MgO
5·15 . . .	Glühverlust
0·06 . . .	S
0·01 . . .	P

Braunerz.

Prozent	
66·27 . . .	Fe_2O_3 = 46·39% Fe
6·04 . . .	SiO_2
4·89 . . .	Mn_2O_3 = 3·49% Mn
3·65 . . .	Al_2O_3
2·90 . . .	CaO
7·86 . . .	MgO
8·23 . . .	Glühverlust
0·16 . . .	S
0·013 . . .	P

Schönfeld.

Motterz.

Prozent	
74·06 . . .	Fe_2O_3 = 51·84% Fe
7·79 . . .	SiO_2
2·84 . . .	Mn_2O_3 = 1·98% Mn
2·75 . . .	Al_2O_3
0·40 . . .	CaO
Spur . . .	MgO
11·95 . . .	Glühverlust
0·03 . . .	S
0·10 . . .	P

Roteisenstein.

Prozent	
91·05	$Fe_2 O_3$ = 63·72 *Fe*
1·01	$Mn_2 O_3$ = 0·78 *Mn*
4·80	$Si O_2$
0·058	*P*

Braun- oder Stufferz.

Prozent	
90·13	$Fe_2 O_3$ = 63·09% *Fe*
5·17	$Si O_2$
0·86	$Mn_2 O_3$ = 0·60% *Mn*
3·02	$Al_2 O_3$
Spur	$Ca O$
Spur	$Mg O$
0·75	Glühverlust
0·02	*S*
0·05	*P*

Kalkstein.

Prozent	
93·75	$Ca CO_3$
Spur	$Si O_2$
0·40	$Fe_2 O_3 + Al_2 O_3$
5·55	$Mg CO_3$

Bundschuh.

Erzhaufen I.

Prozent	
69·80	$Fe_2 O_3$ = 48·86% *Fe*
4·92	$Si O_2$
4·08	$Mn_3 O_4$ = 2·94% *Mn*
2·12	$Al_2 O_3$
2·24	$Ca O$
12·30	$Mg O$
4·50	Glühverlust
0·016	*P*

Erzhaufen II.

Prozent	
64·96	$Fe_2 O_3$ = 45·47% *Fe*
6·35	$Si O_2$
4·23	$Mn_3 O_4$ = 3·05% *Mn*
0·65	$Al_2 O_3$
3·40	$Ca O$
13·68	$Mg O$
6·70	Glühverlust
0·025	*P*

Erzhaufen III.

Prozent		Prozent	
70·44	$Fe_2 O_3$ = 49·31% *Fe*	2·52	$Ca O$
6·40	$Si O_2$	10·34	$Mg O$
3·70	$Mn_3 O_4$ = 2·86% *Mn*	4·50	Glühverlust
2·06	$Al_2 O_3$	0·03	*P*



Turrach.

Röhrerwald-Roherze.

Abbauort	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	Nr. 5	
	Prozente					
Rückstand	11·12	11·57	4·43	8·55	6·70	Bei 100° getrocknet
Eisen	55·75	55·81	54·32	48·94	55·88	
Röstcalo	11·03	11·40	11·96	11·82	11·86	

Durchschnitt	Prozente	
Fe_2O_3	77·29	= 54·1% *Fe*
SiO_2	5·16	
Mn_3O_4	2·78	= 2·0% *Mn*
Al_2O_3	1·79	
CaO	0·26	
MgO	0·21	
Glühverlust	11·65	
S	0·11	
P	0·03	
Cu	0·05	
TiO_2	0·14	
Alkalien	0·37	
Summe	99·84	

Steinbacher Roherze.

Abbauort	Nr. 1	Nr. 2	Nr. 3	Nr. 4	
	Prozente				
Rückstand	11·33	12·71	13·38	9·61	Bei 100° getrocknet
Eisen	53·21	45·06	55·41	52·94	
Röstcalo	6·15	9·66	4·74	4·29	

Durchschnitt	Prozente	
Fe_2O_3	75·94	= 53·2% *Fe*
SiO_2	4·63	
Mn_3O_4	2·94	= 2·1% *Mn*
Al_2O_3	2·96	
CaO	0·48	
MgO	0·18	
Glühverlust	11·76	
S	0·10	
P	0·03	
Cu	0·05	
TiO_2	0·47	
Alkalien	0·32	
Summe	99·76	

München, petrographisches Seminar, Januar 1905.

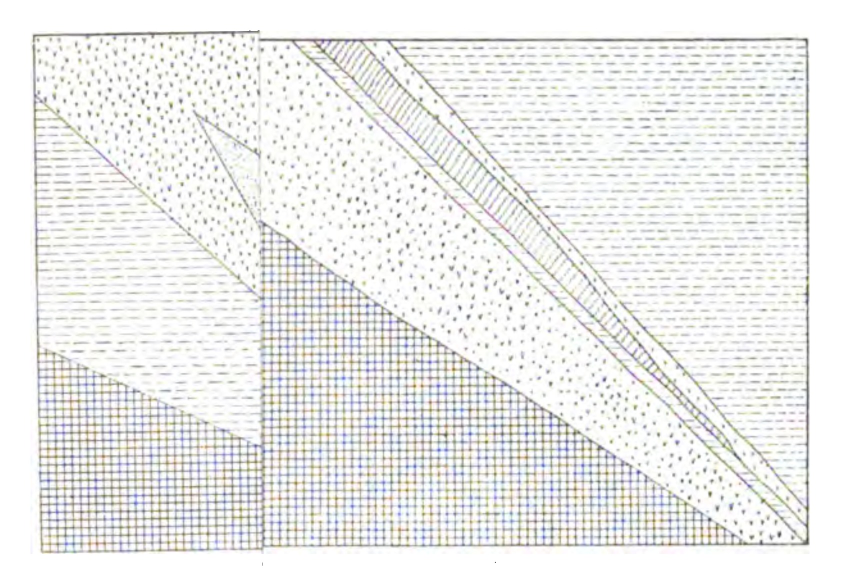


Fig. 3.

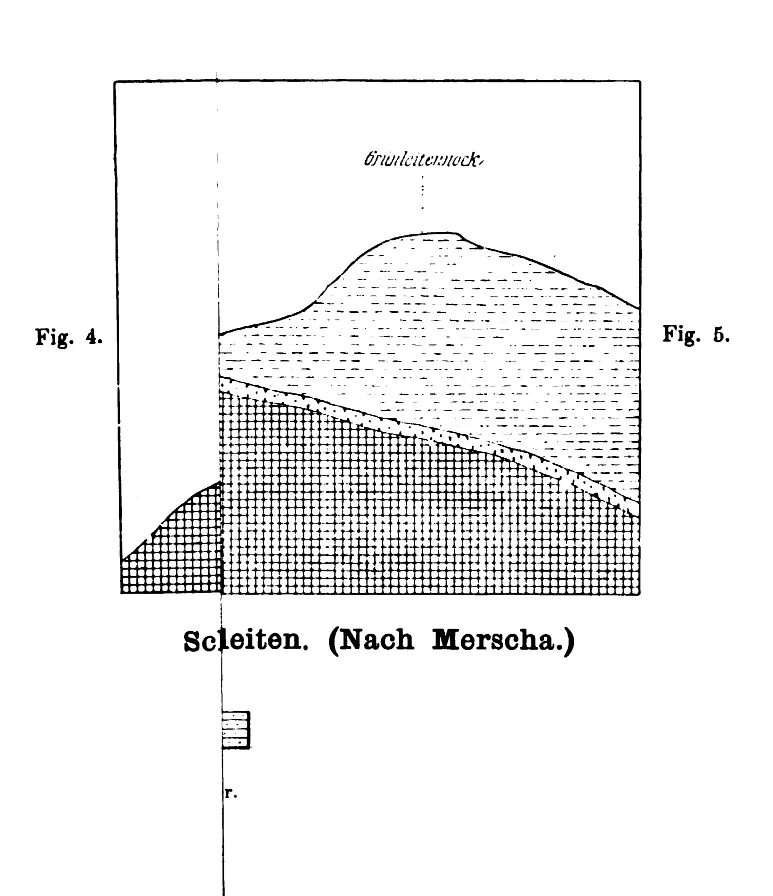


Fig. 4.

Fig. 5.

Scleiten. (Nach Merscha.)

r.

Über die Terrasse von Imst—Tarrenz.

Ein Beitrag zu den Studien über die Inntalterrassen.

Von Dr. O. Ampferer.

Mit 1 Profil im Text.

Neue und weiter ausgedehnte Begehungen, welche ich anläßlich der geologischen Landesaufnahme im Herbste 1904 in der oben genannten Gegend ausführen konnte, haben eine Anzahl Beobachtungen geliefert, welche geeignet erscheinen, das Bild der glazialen Terrassenformung wesentlich schärfer zu zeichnen.

Wie ich schon in der kurzen allgemeinen Beschreibung dieser Terrasse im 54. Bde. des Jahrbuches der k. k. geologischen Reichsanstalt 1904, Heft I, pag. 93—97 hervorgehoben habe, ist vor allem das Grundgebirge am Aufbau derselben beteiligt.

Dies gilt besonders von dem südlichen und nordöstlichen Abschnitte derselben, während dazwischen ein Terrassenteil lagert, der vorzüglich von geschichteten Ablagerungen gebildet wird, was in der oben genannten Beschreibung nicht entsprechend betont worden ist.

Der südliche Abschnitt reicht bis über den Malchbach hinaus, der mittlere von dort bis zum Salvesental und der nordöstliche anschließend bis zu den Gehängen der Sießenköpfe, zu deren Hochfläche einzelne Furchen emporleiten. Diese Dreiteilung der Terrasse entspringt einer Erniedrigung des Grundgebirges in der mittleren Zone. Wir haben hier eine tiefe Aushöhlung des Felsgrundes vorliegen, in welcher die Ablagerungen der großen Inntalaufschüttung enthalten sind. Die gesamte Terrasse beschreibt vom Inntal ins Gurgltal hinein einen Viertelkreisbogen, der stärker ausgebogen, dem Bogen des Gurgltales und damit dem Abhange des Tschirgants entspricht. Die Terrasse selbst ist ihrer ganzen Anlage nach nicht ihrem Gebirge vorgelagert, sondern vielmehr in dasselbe hineingedrängt. Diese allgemeinen Grundzüge sind in dem obenerwähnten Aufsatze bereits beschrieben worden und es sollen nun hier genauer die einzelnen Ablagerungen und Lageverhältnisse klargelegt werden.

Die südliche Felsterrasse beginnt südwestlich an der Häusergruppe Gunglgrün mit zwei aus dem Inntale aufsteigenden Felsfurchen. Dieselben streichen gegen Nordosten, steigen erst empor, senken und teilen sich dann. Entlang der tieferen, südlichen zieht die Straße aus dem Inntale in den Sattel hinter dem Galgenbichl herauf. Die nördliche erhebt sich gegen Gunglgrün, dessen Häuser in ihrer Furche



lagern. In dieser Gegend setzen mehrere kleine Furchen ein. Die mittlere, breiteste senkt sich bis zur Imsterstraße hinab. Nördlich von Gunglgrün, das selbst auf abgescheuerten Felsbuckeln liegt, bestehen kleine Hügel aus stark bearbeiteter Inntaler Grundmoräne. Im Norden dieser Furche hebt sich eine flache Felsterrasse heraus, welche die Furche bis zur Straße hinab begleitet. Diese Terrasse bewahrt einen ziemlich gleichmäßigen Anstieg, der erst in einer Höhe von ungefähr 1100 *m* durch eine steile Stufe gebrochen wird. Diese setzt sich im Bogen weithin bis zu den Abhängen des Arzeinkopfes über mehrere Schluchten hinweg fort. Sie beginnt im Nordwesten von Gunglgrün und geht durchschnittlich bei 1200 *m* in eine flachere Neigung über. Die untere Felsterrasse wird im Norden durch die Schlucht des Palmersbaches begrenzt. Während nun diese Terrasse in ihrem südlichen Abschnitte weithin nackten, abgerundeten Fels erscheinen läßt, ist ihr nördlicher Teil von einer mächtigen Lage von weißer, stark bearbeiteter Grundmoräne besetzt, welche in geschlossenem Verbande an der Südseite des Palmersbaches bis zur oberen Felsstufe emporsteigt. Dabei verbreitert sich diese Decke gegen oben, so daß etwa eine Fläche von 1 km^2 von der allenthalben erschlossenen, ausgezeichnet entwickelten Inntaler Grundmoräne hier eingenommen wird. Die Verbreitung dieser Grundmoräne ist am Fuße der oberen Stufe nicht beendet, da vielfach einzelne Streifen in den Furchen des Steilabfalles und auf den Anhöhen darüber erhalten sind. In mehrfacher Hinsicht interessante Aufschlüsse bietet die Schlucht des Palmersbaches, der tief in Felsterrasse und Grundmoränenfeld eingeschnitten ist. In der Nähe der Straße steigt an seiner Südseite die Grundmoräne bis nahe an 800 *m* herab. An seiner Nordseite sehen wir am Fuße eines hohen Felskopfes ein Trockental mit einem vorgelagerten Wall, der wenigstens in seinen höheren Teilen aus Grundmoräne besteht. Dringen wir in die Schlucht hinein, so finden wir in der Tiefe zwischen hohen, steilen Felswänden an der Nordseite des Baches eine größere Einlagerung von Inntaler Grundmoräne. Im Hintergrunde fällt der Bach, künstlich geleitet, auf der Nordseite über eine Felswand herein, während die gerade Talfortsetzung eine Lehne aus groben, meist zentralalpinen Schottern abschließt. Diese horizontal geschichteten Schottermassen, welche sandige und schlammige Lagen führen, werden in der Höhe des Felsrandes von weißen, gleichmäßig und stark bearbeiteten Grundmoränen überdeckt, welche dem Rande der früher beschriebenen großen Decke angehören. Die überlagernde, grellweiße Grundmoräne hebt sich scharf von den gelblichen Schottern und Schlammlagen ab. Sie enthält in großer Menge gekritzte Geschiebe, zentralalpine Gerölle sind häufig, doch ungleich seltener als in den unmittelbar darunterlagernden Schottern. Dieser Schottereinschluß in der Schlucht des Palmersbaches ist ringsum von Inntaler Grundmoränen abgeschlossen.

Der Terrassenteil zwischen Palmersbach und Schinderbach (am Ausgange „Rosengartlklamm") zeigt viel schärfer die Abgrenzung in mehrere Stufen. Der vorgelagerte Wall mit dem Trockentale (Strabuithöfe, 882 *m*) ist schon erwähnt worden. Darüber erhebt sich ein steiler Felsrücken bis über 1040 *m*, welcher entlang der Rosengartl-

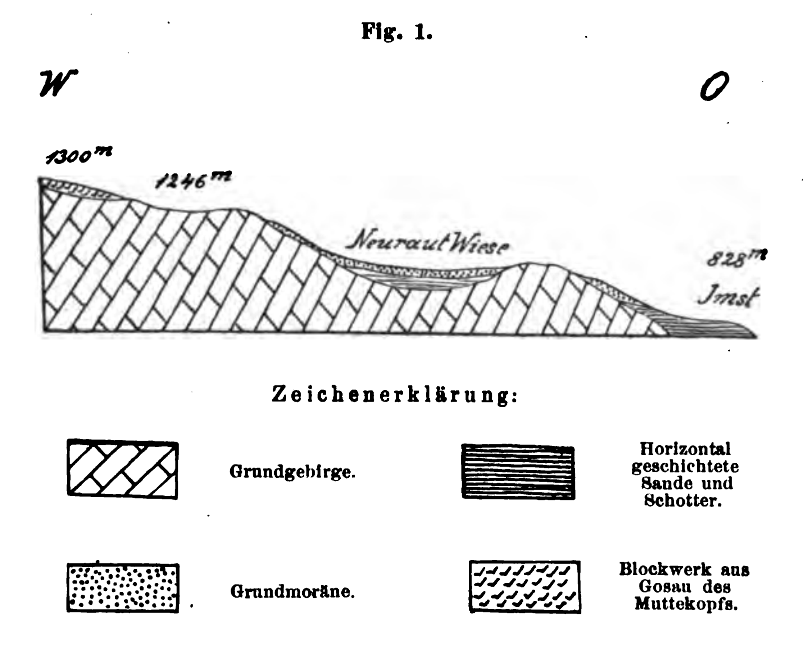


klamm von prächtig erhaltenen Rundbuckeln und Gletscherschliffen bedeckt ist, welche absteigende, nordöstlich gerichtete Schrammen zeigen. Hier liegen am Fahrwege auf den Schliffen einzelne Hügel von Inntaler Grundmoräne. Hinter dem hohen Felskopfe ist eine tiefe Mulde ins Grundgebirge eingesenkt, welche nach dem geringen Einschnitte des Schinderbaches zu schliessen von Grundmoräne und einem darüber gebreiteten Schuttfeld ausgefüllt wird.

Wie wir aber aus dem tiefen Anschnitte des benachbarten Palmersbaches ersehen, dürften unter den Grundmoränen wohl auch hier noch geschichtete Schotter und Sande verborgen liegen.

Über dieser Mulde strebt das Grundgebirge in steiler Stufe empor, welche teilweise noch von Inntaler Grundmoränen überdeckt

Fig. 1.



ist. Zwischen Schinder- und Malchbach (Fig. 1) ist noch im Bereiche von Imst ein keilförmiger Rest von verfestigten Schottern erhalten. Über demselben lagern am Berghange lose Schotter, darauf Mehlsande und grellweiße Inntaler Grundmoränen, welche bis über 1000 *m* an jenem Felswall emporreichen, hinter dem sich die Einsenkung der Neurautwiese befindet. Diese Einsenkung ist durch die Schlucht des Malchbaches gründlich erschlossen, welche uns eine bedeutende Mulde des Grundgebirges offenlegt, die von mächtigen, horizontal geschichteten Schottern und Sanden und Grundmoränen erfüllt wird. Oberhalb der Neurautwiese tritt wieder die hohe Felsstufe vor, welche bei 1246 *m* eine leicht geneigte Fläche trägt, welche im Hintergrunde schon von den großen Blöcken des Muttekopfgletschers belagert wird.

Die Abhänge dieser Felsstufe sind großenteils von grellweißer Grundmoräne besetzt, in welche Wasserrinnen und Wege tiefe, scharfkantige Runsen eingefressen haben.

Der Terrassenabschnitt, welcher vom Malchbach und dem nächsten Graben eingefaßt wird, läßt ebenfalls zwei Felsstufen erkennen, welche durch eine Mulde getrennt werden, in der geschichtete (stellenweise verkittete) Schotter und Grundmoränen eingebettet sind. In diesem Bereiche ist die Mulde flacher und da außerdem das mächtige Schuttfeld des Muttekopfgletschers hier bis in die Mulde vordrängt, so wird der Unterschied der beiden Stufen gemildert.

Damit ist das Gebiet der südlichen, vorherrschend aus Fels gebildeten Terrasse besprochen. In dem nun anschließenden Teile taucht das Grundgebirge erst im Hintergrunde empor, während die vorgelagerten Höhen vorzüglich aus geschichteten Ablagerungen bestehen. Es muß hier betont werden, daß auch noch in der Gegend von Imst die Serie dieser Ablagerungen eine ziemlich vollständige ist. Die flachwelligen Erhebungen im Gurgltale, welche am Vogel- und Geiersbichl beginnen und sich bis über Tarrenz hinaus (bis in die Gegend von Strad) hinziehen, dürften nach den Aufschlüssen der Ziegeleien und ihren Formen großenteils aus Bändertonen bestehen. Darüber sind bei Imst und Tarrenz junge Bachschuttkegel gebreitet. Diese mächtigen Bändertonlager im Grunde des Gurgltales stellen das Liegende der Inntalaufschüttung dar. Ob die verfestigten Schotter von Imst älter als die losen, sonst gleichartigen Schotter sind, welche wir in der unmittelbaren Nachbarschaft treffen, ist nicht sicher zu entscheiden.

In dem Terrassenteile zwischen Imst und Tarrenz bauen sandige, schlammige Schottermassen den langgestreckten Höhenzug oberhalb der Straße, das dahinter eingesenkte Trockental von Neu-Starkenberg und die darüber ansteigenden Höhen auf. Die horizontale Schichtung tritt nur in tieferen Aufschlüssen deutlich hervor.

Außer den Schottern beteiligen sich in der Nähe von Imst auch Mehlsande an der Zusammensetzung des vorderen Höhenzuges. Nicht selten trifft man undeutliche, gekritzte Geschiebe. Das Trockental, in welchem das Schloß Neu-Starkenberg liegt, wird knapp östlich von demselben durch eine tiefe Runse zerschnitten, in welcher eine schlammige Grundmoräne mit spärlichen gekritzten und zahlreichen zentralalpinen Geschieben lagert. Das Trockental selbst bricht an der breiten Furche des Salvesentales ab.

Steigt man in diesem Teile der Terrasse über die vorderen Anhöhen hinauf, so trifft man auf den flachen Felsgrund, der mehrfach Gletscherschliffe aufweist. Im westlichen Teile ist noch eine höhere Felsstufe ausgebildet, im östlichen verschwindet diese vollständig. Auf der unteren Terrasse sind einzelne kleine Reste von Grundmoränen verbreitet. Höher hinauf verhüllt im westlichen Teile ein Schuttfeld, das vorzüglich aus Gosaublöcken des Muttekopfes besteht, den Untergrund. Bei den Spätwiesen fällt der große Reichtum an zentralalpinen Blöcken und Geröllen auf. Die tiefe Schlucht des Salvesenbaches kann ungefähr als östliche Grenze dieser mittleren

Terrassenzone gelten, da nur unbedeutende Massen von geschichteten Ablagerungen noch jenseits derselben vorkommen.

Der Salvesenbach verläßt bei der Ruine Gebratstein das Hochgebirge und durchbricht in ziemlich gerader Richtung und in über $1^1/_2$ *km* langer Schlucht die vorgelagerte Felsterrasse. Nach seinem Anschnitt senkt sich die sehr breite Oberfläche der Terrasse zu einer flachen Mulde ein, aus welcher sich der Vorderrand etwas erhebt und dann jäh tief abbricht. Die Schlucht ist in steil aufgerichtete Schichten des Hauptdolomits eingefügt und zu beiden Seiten liegen auf den abgeschnittenen Schichtköpfen schlammige, ungeschichtete Schuttmassen, die an schwach bearbeitete Grundmoränen erinnern. Das Material ist vorwiegend Hauptdolomit, doch fehlen auch zentralalpine Beimengungen nicht. Im vorderen Teile der Klamm haben wir über dieser aschgraugefärbten Grundmoräne (die bei Alt-Starkenberg kleine verkittete, geschichtete Lagen enthält) grellweiße, 40—50 *m* mächtige, stark bearbeitete Inntaler Grundmoränen mit reichlichen zentralalpinen Geröllen. Diese weißen Grundmoränen steigen am Ausgange der Klamm tief herab und sind zu beiden Seiten, besonders aber ostwärts, weit verbreitet. Hier hält diese Grundmoräne zwischen Salvesental und Obertarrenz einen ähnlich großen Bereich ausschließlich inne wie im Hintergrunde des Palmersbaches.

Der Mündungstrichter des Salvesenbaches erschließt zu beiden Seiten schlammige, sandige Schotter. Westlich finden wir im Liegenden Bänderton, östlich ist ein Rest verkalkter Schotter erhalten, welcher an einen Erosionsrest erinnert und so für ein älteres Alter zu sprechen scheint. Hier sind den angrenzenden losen Schottern auch Mehlsande und Lehmlagen eingefügt. Darüber streichen beiderseits manchmal schräg geschichtete, vor allem aus Hauptdolomit gebildete Schuttmassen aus. Sie ähneln an einigen Stellen schwach bearbeiteten Grundmoränen. Am Fahrweg von Tarrenz nach Obertarrenz ist die hangende Inntaler Grundmoräne bis auf die Höhe der Terrasse fortlaufend angebrochen. Diese Terrasse verschmälert sich gegen Osten und südlich von Obertarrenz hebt sich wieder eine hohe Felsschwelle heraus, welche unmittelbar bis zum Gurgltal vorspringt. Nördlich und westlich von Obertarrenz drängt aus dem Schluchtwerke des Rauhenberges ein gewaltiger Schuttkegel auf die Terrasse herab. Die Felsschwelle von Obertarrenz (Bichlet) besteht aus einer Rundhöckerzone, die mit zahlreichen zentralalpinen Geröllen übersät ist. Hinter dieser Schwelle liegen kleine Felsbecken, welche jetzt von Mooren angefüllt sind. Die Mulde von Obertarrenz hebt sich gegen Osten und geht in Einfurchungen über, welche gegen die breite Hochfläche der Sießenköpfe emporstreben. Am Wege von Obertarrenz zur Wallfahrt Sinnesbrunn (1523 *m*) kann man mehrmals Reste von stark bearbeiteter Grundmöräne und Gletscherschliffe sehen.

Die Hochfläche der Sießenköpfe (1662 *m*, 1562 *m*; Sinneswald) stellt sich als eine gegen 4 km^2 große, von Furchen, Wannen und Buckeln reich gegliederte Felsfläche dar. Es findet sich nirgends eine größere Schuttablagerung, dagegen allenthalben zentralalpine Blöcke und Gerölle. Es sind viele Felsbecken vorhanden, von denen



ich in einem größeren und zwei kleineren versumpfte Wasseransammlungen gewahrte. Zwischen Sinnesjoch und Sießenkopf (1662 *m*) zieht in nordöstlicher Richtung eine besonders stark ausgeprägte Furche hin, welche in einzelne Becken abgeteilt ist und neben zentralalpinen auch Gosaublöcke vom Muttekopf enthält. Erwähnt mag hier auch noch werden, daß jenseits des Gafleintales in dem Sattel westlich von Brunnwaldkopf zwischen 1200—1400 *m* eine bedeutende Einlage von stark bearbeiteter Grundmoräne vorhanden ist. Dieselbe liegt auf Wettersteinkalk, führt jedoch neben seltenen zentralalpinen Geröllen vorzüglich gekritzte Geschiebe aus Hauptdolomit. Unterhalb dieser Grundmoräne lagert ein Haufwerk von großen Gosaublöcken aus dem Muttekopfbereiche, welche, um hierher gelangen zu können, über die Hochfläche der Sießenköpfe herübergeschleppt worden sein müssen. Damit sind die wesentlichen Züge dieser Terrasse beschrieben und tritt daraus ihre glaziale Entstehung um so deutlicher hervor. Die Einlagerungen von geschichteten Schottern und Sanden in den inneren Schluchten der südlichen Felsterrasse gehören einer gemeinsamen Aushöhlung des Grundgebirges an, welche südnördlich und nahezu senkrecht zu den Bachfurchen eingetieft ist. Wäre die Schuttfüllung entfernt, so würde man klar diese mächtige Einfurchung erkennen, welche quer über die Klammen hinwegführt und gegen Süden und Norden ansteigt. Sie kann unmöglich durch Wassererosion geschaffen worden sein.

Sie ist eine glaziale Bahnfurche, welche sich älter als die Inntalaufschüttung erweist. Eine jüngere, ebenso glaziale Furche ist das lange Trockental von Neu-Starkenberg und die Wanne von Obertarrenz. Ein ausgezeichnetes und getreu erhaltenes Bild von der Einwirkung bewegten Eises entwirft die Hochfläche der Sießenköpfe.

Wie die ganze Terrasse bogenförmig gleichsam um den gegenüberstehenden Tschirgant herumgeschlungen ist, so sind auch alle ihre in Fels oder Schutt gegrabenen Furchen diesem Bogen genau eingeordnet. Im Zusammenhange mit dem Tschirgantgewölbe erscheint diese stark gefurchte, bogenförmig in die Bergkörper eingedrängte Terrasse gleichsam als eine „Ausweichstelle“ in der glazialen Strombahn, bedingt durch den stauenden Einfluß des Pitz- und Ötztalgletschers. Diese verlegten das heutige Inntal unterhalb von Imst und zwangen den Inntalgletscher zum Ausweichen ins Gurgltal.

Eine Stammtype der Delphiniden aus dem Miocän der Halbinsel Taman.

Von O. Abel.

(Mit 4 Textfiguren.)

In den letzten Jahren ist unsere Kenntnis von den Wurzeln des Cetaceenstammes wesentlich gefördert worden. Während noch zu der Zeit, da Kükenthal seine grundlegenden Untersuchungen über die Entwicklungsgeschichte der Waltiere veröffentlichte, über die Herkunft und die Beziehungen der Archaeoceten zu den Squalodontiden und den höheren Odontoceten überhaupt nur vage Vermutungen angestellt werden konnten, ist es durch glückliche Funde im Mitteleocän Ägyptens gelungen, die Wurzeln der Archaeoceten bis auf die Creodontier zurückzuverfolgen, so daß der Ursprung dieses Stammes außer Frage steht.

Vor kurzer Zeit veröffentlichte G. Dal Piaz eine Beschreibung der neuen Squalodontidengattung *Neosqualodon* aus dem Mittelmiocän Siziliens. Es ist durch diese Gattung eine sehr fühlbar gewesene Lücke zwischen dem eozänen kleinen Archaeoceten aus dem Kaukasus und den jüngeren Squalodontiden überbrückt. Endlich klärten fortgesetzte Untersuchungen an den zahlreichen Odontocetenresten aus dem Bolderien von Antwerpen die genetischen Beziehungen der Physeteriden und Ziphiiden und es konnte die Lücke zwischen den Squalodontiden und Physeteriden geschlossen werden. Durch diese Fortschritte in der Kenntnis der Odontoceten wird aber der große Gegensatz, welcher zwischen den einzelnen Zweigen des Cetaceenstammes besteht, immer deutlicher. Immer mehr rückt die Frage in den Vordergrund, ob wir nicht unter den Zahnwalen ganz verschiedene Stämme zu unterscheiden haben und ob nicht die Divergenz gewisser Reihen dadurch zu erklären ist, daß zu verschiedenen Zeiten und zu wiederholtenmalen von terrestrischen Säugetieren Entwicklungsbahnen eingeschlagen wurden, die durch konvergente Anpassung zum Cetaceentypus führten.

Daß die Bartenwale einen selbständigen Zweig darstellen, ist schon vor längerer Zeit durch Kükenthal wahrscheinlich gemacht worden. Daran aber kann kein Zweifel bestehen, daß die Bartenwale einmal das Stadium eines polyodonten Zahnwales durchlaufen haben müssen. Über die Wurzeln dieses Stammes wissen wir jedoch bis jetzt nichts Sicheres zu sagen.

Die Delphiniden sind bisher mit den übrigen Zweigen der Odontoceten mehr oder weniger eng verknüpft worden. Einen Fortschritt brachte die Loslösung verschiedener miocäner und pliocäner Typen von den Delphiniden; aber indem man nach dem Vorgange Zittels die verschiedensten Typen in der Familie der Platanistiden vereinte, wurde wieder in dieser Gruppe ein künstliches Hindernis für die Aufhellung der genetischen Linien der Odontoceten geschaffen.

Durch die Untersuchungen Kükenthals über die Hautpanzerreste an lebenden Zahnwalen wurden auch auf paläontologischer Seite Studien in derselben Richtung angeregt. Als Ergebnis konnte man den Nachweis bezeichnen, daß die lebenden Gattungen *Phocaena* und *Neomeris* die tiefste Stufe unter den lebenden Delphiniden einnehmen.

Fossile Formen aus der Verwandtschaft dieser beiden Gattungen waren bisher nicht bekannt oder zum wenigsten nicht richtig gedeutet. Es war jedoch vorauszusehen, daß diese Stammformen sehr kleine Wale von wenig mehr als einem Meter Länge gewesen sein mußten; es durfte als vergeblich angesehen werden, zwischen *Phocaena* und den Archaeoceten ein Bindeglied zu finden, da dieselben schon in den Anfangsstadien weit größere Dimensionen erreichten als die kleinen Phocaenen in der Gegenwart.

Zunächst wurde der schon im Jahre 1853 von dem genialen Physiologen Johannes Müller beschriebene kleine Zahnwal aus der sarmatischen Stufe von Radoboj als eine Form aus der näheren Verwandtschaft von *Phocaena* und *Neomeris* erkannt. Dann fand sich ein Schädelrest eines *Phocaena*-artigen Tieres unter den Resten aus dem Bolderien von Antwerpen im Museum von Brüssel und nunmehr wird die Kenntnis dieser primitiven Odontoceten durch einen glücklichen Fund vermehrt, der N. Andrussow im Miocän der Halbinsel Taman gelungen ist.

I. Beschreibung des Odontoceten aus dem Miocän der Halbinsel Taman.

Familie: Delphinidae.

Subfamilie: Phocaeninae.

Palaeophocaena Andrussowi n. g. n. sp.

Fundort: Halbinsel Taman, Küste des Schwarzen Meeres bei der Bugasmündung des Kubanflusses.

Geologisches Alter: Zweite Mediterranstufe (dunkle Schiefertone mit Konkretionen, enthaltend *Leda fragilis, Nassa duplicata, Cryptodon sinuosus*) [1]).

Vom Skelett bekannt: Schädel ohne Rostrum, Fragmente des Schulterblattes, Humerus, Ulna und Radius sowie Splitter anderer Skeletteile.

[1]) Nach der Etikette von N. Andrussow. — Vgl. N. Andrussow. Geologische Untersuchungen auf der Taman'schen Halbinsel, Materialien zur Geologie Rußlands, St. Petersburg, XXI., 1903, pag. 288. (In russischer Sprache.)

Dimensionen:

	Millimeter
Höhe der Schädelkapsel	60
Breite der Schädelkapsel	78
Länge der oberen Nasenöffnung	18
Größte Breite der oberen Nasenöffnung	16
Längendurchmesser der linken Choane	10
Breitendurchmesser der linken Choane	7·5
Länge des Humerus	35
Kleinster sagittaler Durchmesser der Humerusdiaphyse	11
Sagittaler Durchmesser des Caput humeri	16
Sagittaler Durchmesser des distalen Humerusendes	20
Länge des Radius ungefähr	32

1. Schädel.

(Figur 1 und 2.)

Der Schädel lag mit den übrigen Skelettresten in einer kalkigen, bituminösen, sehr harten Konkretion eingeschlossen und löste sich beim Zerschlagen derselben aus seiner Umhüllung. Die übrigen Reste mußten in dem Gesteine belassen werden, da eine Präparation bei der außerordentlichen Härte desselben und der leichten Zerbrechlichkeit der Knochen untunlich erschien.

Der Schädel zeigt in der allgemeinen Form der Schädelkapsel eine auffallende Ähnlichkeit mit *Phocaena* und *Neomeris*. Das Supraoccipitale ist stark gewölbt, weit nach vorn gezogen und stößt oberhalb der Temporalgrube unmittelbar an die weit nach hinten gerückten Supraorbitalflügel der Frontalia, läßt dagegen in der Mitte des Schädeldaches zwischen sich und den Frontalia noch ein schmales Band frei, in welchem die Parietalia sichtbar werden. Die größte Breite dieses von den Parietalia gebildeten Bandes beträgt 2·5 *mm*. Zwischen dem Supraoccipitale und Exoccipitale ist die knöcherne Schädelkapsel beiderseits von einer Fontanelle unterbrochen, welche an derselben Stelle wie bei *Phocaena communis* liegt; der Umriß dieser Fontanelle bildet auf der linken Schädelseite ein unregelmäßiges Oval, auf der rechten Seite können dagegen die Umrisse nicht genau verfolgt werden. Oberhalb des Foramen magnum ist das Supraoccipitale in der Medianlinie grubig vertieft; parallel zum bogig abgegrenzten vorderen Rande des Supraoccipitale auf der Höhe des Schädeldaches und etwa 9 *mm* von diesem entfernt verläuft eine unregelmäßige, zackige Linie, welche die obere Begrenzung der Ursprungsstelle des M. rectus capitis posticus bezeichnet und nicht mit der Supraoccipital-Parietalnaht verwechselt werden darf, wie dies Burmeister bei *Globicephalus Grayi* und *Phocaena spinipinnis* tat [1]).

[1]) H. Burmeister. Descripcion on de cuatro especies de Delfinides de la costa Argentina en el Océano Atlántico. Anales del Museo publico de Buenos-Aires, T. I, Entrega 6a. Buenos-Aires 1869, Taf. XXIV, Fig. 1 und 3. — Kopie in: F. W. True. A Review of the Family *Delphinidae*. Bull. of the U. S. Nat. Mus. No. 36, Washington 1889, pl. XXXVI, Fig. 2.

Fig. 1.

Palaeophocaena Andrussowi Abel.

Fundort: Halbinsel Taman. — Alter: II. Mediterranstufe.

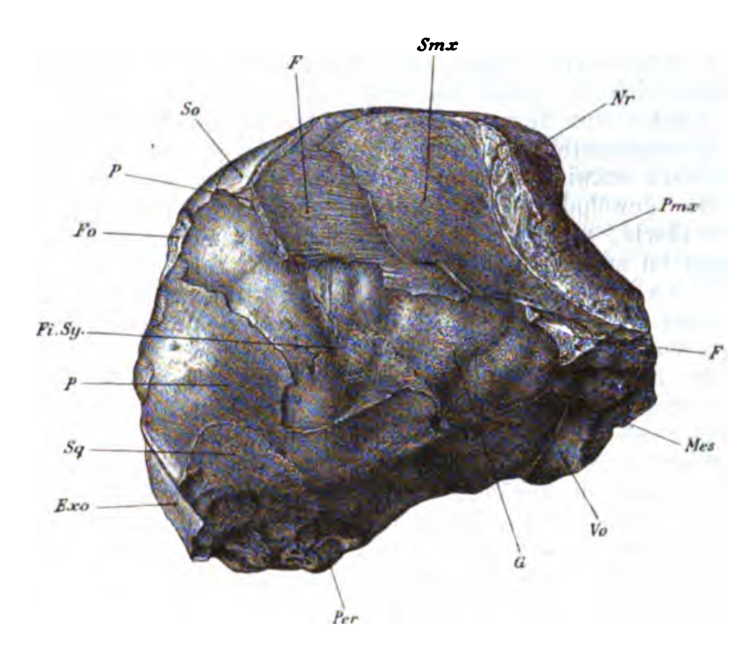
Schädel von oben. (Natürliche Größe.)

Erklärung der Abkürzungen:

A = Fragment des oberen Bogens des Atlas
F = Frontale
Fo = Fontanelle zwischen Supraoccipitale und Exoccipitale
G = Ausguß der Schädelhöhle
gna = Grube für das linke Nasale
Mc = obere Begrenzung des Ursprunges des Musculus rectus capitis posticus
Mes = Mesethmoid
Nar = obere Nasenöffnung
Nl = linkes Nasale
Nr = rechtes Nasale
P = Parietale
Pmx = Praemaxillare
Smx = Supramaxillare
So = Supraoccipitale



Fig. 2.



Palaeophocaena Andrussowi Abel.

Fundort: Halbinsel Taman. — Alter: II. Mediterranstufe.

Schädel von rechts. (Natürliche Größe.)

Erklärung der Abkürzungen:

Exo = Exoccipitale
F = Frontale
Fi.Sy. = Fissura Sylvii
Fo = Fontanelle
G = Ausguß der Schädelhöhle
Mes = Mesethmoid
Nr = rechtes Nasale
P = Parietale
Per = Perioticum
Pmx = Praemaxillare
Smx = Supramaxillare
Sq = Squamosum
So = Supraoccipitale
Vo = Vomer

Die Parietalia sind an der Außenseite der Schädelkapsel nur an den Wänden der Schläfengrube sowie in dem erwähnten schmalen Bande auf der Oberseite des Schädeldaches sichtbar, nehmen aber hier einen etwas breiteren Raum als bei der Gattung *Phocaena* ein.

Die Frontalia stoßen ober der Schläfengrube unmittelbar an das Supraoccipitale, entfernen sich aber in der Mitte des Schädeldaches wieder von demselben und bilden in der Medianlinie einen dreieckig umgrenzten Vorsprung; derselbe ist jedoch oben flach und nicht so stark entwickelt als bei *Phocaena* oder *Neomeris*. Die Frontalia bilden wie gewöhnlich bei den Odontoceten die Unterlage für die Supramaxillaria, welche mit einer sehr großen Sutura foliacea die Stirnbeine im supraorbitalen Schädelabschnitt überdecken.

Die Nasalia sind stark beschädigt, waren aber, nach den noch vorhandenen Fragmenten zu schließen, kräftiger entwickelt als bei *Phocaena* und *Neomeris*.

Sehr bezeichnend für den vorliegenden Schädel ist die obere Begrenzung der Praemaxillaria. Bei *Neomeris* reichen die Zwischenkiefer noch bis zur halben Länge der Nasalia, indem sie die obere Nasenöffnung seitlich umfassen und hinter derselben mit einem abgerundeten Lappen endigen. Bei *Phocaena* sind die Zwischenkiefer bedeutend kürzer; sie reichen nicht mehr bis zu den Nasenbeinen, sondern endigen, in ein sehr spitzes Dreieck auslaufend, etwa in der halben Länge der oberen Nasenöffnung. Bei *Palaeophocaena Andrussowi* reichen die Zwischenkiefer jedoch ganz ebenso wie bei *Neomeris* bis zur halben Länge der Nasalia und sind in ihrem obersten Abschnitte sehr kräftig entwickelt.

Wichtig ist ferner der Verlauf der Squamosal-Parietalnaht. Bei *Neomeris phocaenoides* läuft diese Naht vom Hinterrande der Schläfengrube in einer fast geraden Linie schräg nach unten und vorn und das Squamosum nimmt einen verhältnismäßig großen Raum in der Temporalgrube ein; bei *Phocaena* bildet dagegen derselbe Abschnitt des Squamosums einen relativ kleinen gerundeten Lappen, ist also in den Umrissen von dem Squamosum bei *Neomeris* sehr verschieden. Ganz ebenso wie bei *Phocaena* ist nun dieser Squamosalabschnitt bei *Palaeophocaena Andrussowi* gestaltet; man sieht deutlich, wie sich der kleine abgerundete Lappen des Squamosums in der unteren hinteren Ecke der Temporalgrube auf das Parietale legt.

Die Lage des Foramen magnum nimmt bei *Palaeophocaena* eine Mittelstellung zwischen *Neomeris* und *Phocaena* ein; es liegt tiefer als bei *Phocaena* und höher als bei *Neomeris*.

Durch die Absprengung der seitlichen Schädelwandknochen der rechten Körperseite wird der Ausguß der Schädelhöhle sichtbar; die Fissura Sylvii, welche den Stirnscheitellappen vom Hinterhauptschläfenlappen trennt, ist tief und läßt sich bis zum oberen Rande der Temporalgrube verfolgen.

Die Schädelbasis ist stark beschädigt, vom Gehörapparat ist nur das rechtseitige Perioticum erhalten, welches der Länge nach durchgebrochen ist und keine besonderen Merkmale darbietet.

Von den übrigen Knochen des Schädels wäre nur zu bemerken, daß die Verwachsung derselben weit vorgeschritten ist; dies deutet

darauf hin, daß wir in dem vorliegenden Exemplar von *Palaeophocaena Andrussowi* kein Jugendexemplar zu sehen haben, sondern ein Tier, welches beinahe ausgewachsen war.

2. Vorderextremität.

Die Scapula sowie Humerus, Radius und Ulna sind sehr schlecht erhalten. Es läßt sich über diese Knochen nur sagen, daß sie in der allgemeinen Form mit *Phocaena* übereinstimmen, jedoch scheint der Humerus bei *Palaeophocaena* etwas schlanker gewesen zu sein; die obere Epiphyse des Humerus ist noch nicht vollständig mit der Diaphyse verschmolzen, doch deutet der Grad der Verwachsung ebenso wie der Verwachsungsgrad der Schädelnähte darauf hin, daß kein Jugendexemplar, aber auch kein völlig erwachsenes Individuum vorliegt.

Die Knochen der Vorderextremität sind nur wenig größer als die von *Delphinopsis Freyeri Müller* aus der sarmatischen Stufe von Radoboj in Kroatien; die Umrisse der Knochen stimmen ziemlich gut überein. Es ist wohl kein Zweifel daran möglich, daß *Delphinopsis* in die nähere Verwandtschaft von *Palaephocaena* gehört; die geringe Körpergröße der sarmatischen Type sowie das Vorhandensein einer reichlichen Hautbepanzerung auf der Brustflosse beweist die Zugehörigkeit dieser Type zu den kleinen, gleichfalls durch Reste des Hautpanzers ausgezeichneten Formen, die in der Unterfamilie der *Delphinidae*, den *Phocaeninae*, zu vereinigen sind.

Diagnose:

Palaeophocaena Andrussowi n. g. n. sp. Der kleinste von allen bisher bekannten Odontoceten. Körperlänge etwa 1 *m*. Zwischenkiefer die Nasenbeine an der Außenseite in ihrer vorderen Hälfte umfassend. — Parietalia in der Mitte des Schädeldaches ein breiteres Band als bei *Neomeris* und *Phocaena* bildend. — Squamosum geringen Anteil an der Bildung der Temporalgrube nehmend, als gerundeter kleiner Lappen auf den Parietalia liegend. — Frontalia hinter den Nasalia schwach aufgewulstet. — Vorderextremität ähnlich gebaut wie bei *Delphinopsis Freyeri Müll.* — Bisher nur aus den miocänen Schiefertonen (II. Mediterranstufe) der Halbinsel Taman bekannt.

II. Die phylogenetische Stellung von Palaeophocaena.

Die beiden lebenden Gattungen *Neomeris* und *Phocaena* sind ohne Zweifel die primitivsten lebenden Odontocetentypen [1]). Wohl eines

[1]) O. Abel. Les Dauphins longirostres du Boldérien (Miocène supérieur) des environs d'Anvers. Mém. du Mus. roy. d'Hist. nat. de Belgique, T. I, 1901, pag. 36.
E. Racovitza. Cétacés (Expédition Antarctique Belge). Anvers 1902, pag. 130.
O. Abel. Les Odontocètes du Boldérien d'Anvers. Mém. du Musée d'Hist. nat. de Belgique. (Im Erscheinen begriffen.)

der auffallendsten Merkmale dieser beiden Formen ist das Vorhandensein von mehr oder weniger ausgedehnten Resten einer ursprünglichen Hautbepanzerung. *Neomeris*, welche in indischen und japanischen Flüssen lebt, aber auch an den Küsten aufzutreten scheint, trägt auf dem Rücken im embryonalen Zustande eine große Anzahl von Tuberkeln, im erwachsenen Zustande aber an Stelle derselben aneinanderstoßende rechteckige Hautplatten, in deren Mitte ein Tuberkel steht. Ebensolche Tuberkeln treten auch in der Umgebung des Vorderendes der Schnauze auf [1]).

Bei *Phocaena* ist sehr häufig am Vorderrande der Rückenflosse das Auftreten von kalkigen Tuberkeln wahrzunehmen; bei *Phocaena spinipinnis* [2]) stehen an der bezeichneten Stelle fünf parallele Reihen von Tuberkeln, die entweder einzeln oder zu zweit in unregelmäßig polygonal begrenzten Hautfeldern angeordnet sind. Die von H. Burmeister mitgeteilte Abbildung dieser Region gibt ein sehr deutliches Bild von dieser eigentümlichen Erscheinung.

Das Vorhandensein dieser Tuberkeln, die mitunter in scharf abgegrenzten rechteckigen oder unregelmäßig polygonalen Hautfeldern stehen, beweist, daß *Neomeris* und *Phocaena* von Zahnwalen abstammen, welche früher eine ausgedehntere Hautbepanzerung besessen haben. Indessen ist die Annahme keineswegs notwendig, daß schon die landbewohnenden Vorfahren dieser Panzerdelphine gepanzert gewesen sind [3]); viel wahrscheinlicher ist es, daß die Hautbepanzerung dieser Säugetiere als ein Schutz gegen Raubtiere erst in jener Zeit erworben wurde, als die Anpassung an das Wasserleben erfolgte und die Fortbewegung im Wasser noch nicht jenen hohen Grad der Schnelligkeit erreicht hatte wie bei den vollkommener adaptierten Cetaceen, also zu einer Zeit, da sie noch ein litorales Leben führten [4]). Daraus würde es sich erklären, daß auch *Zeuglodon cetoides* durch einen sehr kräftigen knöchernen Panzer geschützt war [5]). *Zeuglodon* stammt, wie

[1]) W. Kükenthal. Über Reste eines Hautpanzers an Zahnwalen. Anat. Anzeiger 1890, Vol. V, pag. 237.

Derselbe. Vergleichend-anatomische und entwicklungsgeschichtliche Untersuchungen an Waltieren. Denkschr. d. med.-nat. Ges. in Jena, III, 2. Teil. Jena 1893, pag. 251, Taf. XVI, Fig. 24 u. 25.

O. Abel. Les Dauphins longirostres du Boldérien d'Anvers, l. c. pag. 18, Fig. 4, pag. 19, Fig. 5. (Kopien nach W. Kükenthal.)

[2]) H. Burmeister. Descripcion de cuatro especies de Delfinides de la costa Argentina en el Océano Atlántico. Anales del Museo publ. de Buenos-Aires, T. I, Entrega sexta. Buenos-Aires 1869, pag. 380, pl. XXIII, Fig. 2 und 5. — Reproduziert in: O. Abel. Les Dauphins longirostres du Boldérien d'Anvers, l. c. pag. 20, Fig. 6 u. 7. — Daß nicht drei, sondern fünf Tuberkelreihen im hinteren Abschnitte des tuberkeltragenden Abschnittes des Rückens vorhanden sind, geht aus der Figur Burmeisters (l. c. Taf. XXIII, Fig. 5) klar hervor. Am Vorderende des Tuberkelabschnittes ist nur noch die mediane dieser fünf Reihen vorhanden.

[3]) W. Kükenthal. Vergleichend-anatomische und entwicklungsgeschichtliche Untersuchungen an Waltieren, l. c. pag. 258.

[4]) L. Dollo. Sur l'Origine de la Tortue Luth. Bull. Soc. roy. Scienc. med. et nat. Bruxelles 1901, pag. 21.

O. Abel. Über die Hautbepanzerung fossiler Zahnwale. Beiträge zur Paläont. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Orients, XIII. Bd., 1901, pag. 311.

O. Abel. Les Dauphins longirostres du Boldérien d'Anvers, l. c. pag. 32.

[5]) O. Abel. Über die Hautbepanzerung fossiler Zahnwale, l. c. pag. 303—312.

wir nunmehr mit Bestimmtheit feststellen können, von landbewohnenden Creodontiern ab; der älteste Vertreter der Archaeoceti, *Protocetus atavus E. Fraas*[1]), ist noch so wenig von den Creodontiern verschieden, daß er von E. Fraas mit dieser Familie vereinigt wird. Wir haben aber nicht den mindesten Grund für die Annahme, daß die alteocänen Creodontier einen Hautpanzer besessen haben, wie er sich später bei den grabenden *Xenarthra* und *Nomarthra* entwickelte.

Die Archäoceten, welche schon im unteren Mitteleocän mit relativ großen Typen beginnen, wie *Protocetus* zeigt, und welche bis *Zeuglodon* rasch an Größe zunehmen, sind keinesfalls als die Vorfahren von *Neomeris* und *Phocaena* zu betrachten[2]). Da nun in beiden Gruppen Hautpanzerbildungen auftreten, werden wir diese wohl als konvergente Anpassungserscheinungen an das litorale Leben aufzufassen haben.

Betrachten wir die übrigen alttertiären Zahnwale, so sehen wir, daß auch die kleine von R. Lydekker[3]) aus dem Eocän des Kaukasus beschriebene Type *Microzeuglodon caucasicus* ebensowenig als Ausgangspunkt für *Neomeris* und *Phocaena* betrachtet werden kann als die großen Archaeoceten. Wahrscheinlich führt von *Microzeuglodon* eine genetische Linie zu *Neosqualodon Assenzae*[4]), neben *Microsqualodon Gastaldii Brdt.*[5]) dem kleinsten der bisher bekannten Squalodontiden, aber es ist unmöglich, mit diesen ausnahmslos langsymphysigen Typen die kurzsymphysigen *Phocaeninae* in genetischen Zusammenhang zu bringen[6]).

---

[1]) E. Fraas. Neue Zeuglodonten aus dem unteren Mitteleocän vom Mokattam bei Kairo. Geol. und paläont. Abhandl., herausgeg. von E. Koken. Neue Folge, Bd. VI (der ganzen Reihe Bd. X), 3. Heft, Jena 1904, pag. 199.

[2]) O. Abel. Über das Aussterben der Arten. Compte Rendu de la IXe. session du Congrès géologique international (Vienne 1903). Wien 1904, pag. 744.

[3]) R. Lydekker. On Zeuglodont and other Cetacean Remains from the Tertiary of the Caucasus. Pr. Zool. Soc. London 1892, pag. 558, pl. XXXVI, Fig. 1—3. — *Zeuglodon caucasicus.*

E. v. Stromer. *Zeuglodon*-Reste aus dem oberen Mitteleocän des Fajûm. Beiträge zur Paläont. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Orients, XV. Bd. Wien 1903, pag. 89. — *Microzeuglodon n. g.*

[4]) G. Dal Piaz. *Neosqualodon*, nuovo genere della famiglia degli Squalodontidi. Mém. Soc. Paléont. Suisse, Vol. XXXI, Genève 1904. — *Neosqualodon Assenzae Forsyth-Major.*

O. Abel. Les Odontocètes du Boldérien d'Anvers (im Erscheinen begriffen). Vgl. hier die phylogenetische Entwicklung der Squalodontiden.

[5]) J. F. Brandt. Untersuchungen über die fossilen und subfossilen Cetaceen Europas. Mém. Acad. St. Pétersbourg, VIIe. sér., XX, 1873, pag. 326, Taf. XXXII. Fig. 1—23.

A. Portis. Catalogo descrittivo dei Talassoterii riuvenuti nei terreni terziarii del Piemonte a della Liguria. Memorie d. R. Accad. di Torino, ser. IIa, T. XXXVII, Turin 1886, pag. 329. — *Squalodon Gastaldii Brandt.*

O. Abel. Les Odontocètes du Boldérien d'Anvers. Mém. Mus. roy. d'Hist. nat. de Belgique. (Im Erscheinen begriffen.) — *Microsqualodon Gastaldii Brdt. spec.*

[6]) O. Abel. Les Odontocètes du Boldérien d'Anvers (l. c.).

Die Archaeoceti erreichen schon im Eocän mit *Zeuglodon* ihren Höhepunkt; *Zeuglodon* stirbt aus, ohne Nachkommen zu hinterlassen [1]); die kleinen Archaeoceten, von welchen wir bisher nur *Microzeuglodon caucasicus* näher kennen, führen dagegen zu den Squalodontiden und diese sind wieder mit den Physeteriden auf das engste verbunden [2]), wie die im Bolderien von Antwerpen aufgefundenen Zwischenformen beweisen.

Die Delphiniden dagegen stellen einen schon in sehr früher Zeit abgezweigten Stamm vor, welcher mit den bisher erwähnten Typen keine engeren verwandtschaftlichen Beziehungen zeigt [3]).

Wenn wir es versuchen, in den tertiären Ablagerungen nach Stammformen der lebenden Gattungen *Phocaena* und *Neomeris* zu suchen, so finden wir nur sehr wenige Typen, welche mit Sicherheit in genetische Beziehung zu den lebenden Formen zu bringen sind.

Unter diesen Formen ist zunächst ein kleiner Zahnwal zu nennen, welcher in dem sarmatischen Mergel von Radoboj in Kroatien aufgefunden und von Johannes Müller als *Delphinopsis Freyeri* beschrieben wurde [4]). Leider ist außer der sehr gut erhaltenen Vorderextremität, mehreren Rippen und Wirbelfragmenten nichts weiter vom Skelett bekannt. Von großer Wichtigkeit ist jedoch das Vorhandensein zahlreicher knöcherner Tuberkeln im Bereiche der Brustflosse, welche beweisen, daß die ganze Flosse in ähnlicher Weise gepanzert war, wie wir dies an dem Vorderrande der Rückenflosse von *Phocaena spinipinnis* beobachten können.

Die systematische Stellung dieses Zahnwales war früher nicht ganz aufgeklärt; Brandt [5]) hielt die Gattung für eine Type, die „wohl den Champsodelphen verwandt sein oder selbst möglicherweise zu ihnen gehören könnte“; P. Gervais [6]) bespricht *Delphinopsis*

---

[1]) M. Weber. Studien über Säugetiere. Ein Beitrag zur Frage nach dem Ursprunge der Cetaceen. I. Jena 1886.
O. Abel. Les Odontocètes du Boldérien d'Anvers (l. c.).

[2]) O. Abel. Bulletin de la Soc. Belge de Géol., de Paléont. et d'Hydr. Bruxelles, XVIII, 1904, pag. 203 u. 204. — Les Odontocètes du Boldérien d'Anvers (l. c.).

[3]) Die Stammformen der *Phocaeninae* dürften kleine und primitive Creodontier gewesen sein. Aus den *Phocaeninae* sind höchstwahrscheinlich die übrigen Delphiniden hervorgegangen.

[4]) J. Müller. Bericht über ein neu entdecktes Cetaceum aus Radoboj, *Delphinopsis Freyeri*. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien 1853, X. Bd., I. Abt., pag. 84. (Die Tafel in Bd. XV, 1855, II. Abt., pag. 345.)
H. v. Meyer. *Delphinopsis Freyeri Müll.* aus dem Tertiärgebilde von Radoboj in Kroatien. Palaeontographica XI, 1863—1864, pag. 226, Taf. XXXIV.
J. F. Brandt. Untersuchungen über die fossilen und subfossilen Cetaceen Europas. Mém. Acad. St. Pétersbourg, VII. sér., Vol. XX, No. 1, 1873, pag. 281.
W. Kükenthal. Untersuchungen an Waltieren, l. c. pag. 255—258.
O. Abel. Über die Hautbepanzerung fossiler Zahnwale. Beiträge zur Paläont. u. Geol. Öst.-Ung. u. d. Orients. Wien, XIII. Bd., 1901, pag. 301, Taf. XX, Fig. 1—3.
Derselbe. Les Dauphins longirostres etc., Fig. 8, pag. 21—24 (Fig. 8 Kopie nach v. Meyer).

[5]) J. F. Brandt. Untersuchungen, l. c. pag. 281.

[6]) P. Gervais in P. Gervais et P. J. van Beneden. Ostéographie des Cétacés vivants et fossiles. Paris 1880, pag. 497.

neben *Heterodelphis* als Anhang zu der Darstellung von *Champsodelphis*; auch Zittel[1]) stellt die Gattung, allerdings mit Vorbehalt, zu den Platanistiden (im Sinne Flowers) und in derselben Familie wird sie auch von Trouessart[2]) angeführt.

Schon die Form der Armknochen weist jedoch der Gattung *Delphinopsis* einen Platz in der Nähe von *Phocaena* an[3]). Dazu kommt die ausgedehnte Hautbepanzerung der Brustflosse und die geringe Größe des sarmatischen Zahnwales. Aus diesen Gründen halte ich *Delphinopsis Freyeri* für eine Type, welche mit *Phocaena* und *Neomeris* nahe verwandt ist, aber durch die ausgedehntere Bepanzerung der Brustflosse einen primitiveren Rang einnimmt als die beiden lebenden Phocaeninengattungen.

Eine zweite fossile Type, welche zu derselben Gruppe gehört, ist *Protophocaena minima Abel* aus dem Bolderien von Antwerpen[4]). Von dieser Art liegt nur das Rostrum einschließlich der Nasalregion vor; es gehörte einem alten Tiere an, da die Knochen stark synostosiert sind. Das Fragment ist stark gerollt.

In der Größe stimmt *Protophocaena minima* mit *Palaeophocaena Andrussowi* ziemlich überein; die belgische Type dürfte nur um weniges größer gewesen sein, doch ist zu beachten, daß der aus dem Bolderien von Antwerpen stammende Rest einem alten, der Schädel von der Halbinsel Taman aber einem noch nicht völlig erwachsenen Tiere angehörten.

Da von *Protophocaena* nur das Rostrum, von *Palaeophocaena* nur die Schädelkapsel vorliegt und nur die Nasenregion an beiden Stücken erhalten ist, so muß sich leider der Vergleich zwischen beiden Typen auf diesen Abschnitt des Schädels beschränken. Es ist wichtig, daß bei beiden Typen die Praemaxillaria die Nasenöffnung seitlich umfassen und nicht wie bei *Phocaena* nur bis zur halben Länge der oberen Nasenöffnung reichen; es ist dies ein primitiver Charakter, den wir auch noch bei der lebenden *Neomeris* antreffen, während bei *Phocaena* die oberen Enden der Zwischenkiefer zurückgebildet sind.

Im Jahre 1859 beschrieb Huxley[5]) aus einem blauen tertiären Tone von Parimoa bei Kakaunui auf Neuseeland den Humerus eines Zahnwales als *Phocaenopsis Mantelli*. Nach Huxley gehört der (l. c. pag. 672, Fig. 3 und 4) abgebildete Humerus der linken Körperhälfte eines Zahnwales an, welcher mit *Phocaena communis Less.* sehr nahe verwandt ist. Zunächst muß bemerkt werden, daß der Humerus nicht

---

[1]) K. A. v. Zittel. Handbuch der Paläontologie, IV. Bd., 1893, pag. 172. — Wenn Zittel (ibidem pag. 156) von der „Platanistidengattung" *Neomeris* spricht, ist dies wohl nur auf ein Übersehen dieses ausgezeichneten Paläontologen zurückzuführen.

[2]) E. Trouessart. Catalogus Mammalium. Berlin 1898, pag. 1021.

[3]) O. Abel. Über die Hautbepanzerung fossiler Zahnwale, pag. 303.

[4]) O. Abel. Les Odontocètes du Boldérien d'Anvers. Mém. d. Musée d'Hist. nat. de Belgique (l. c.).

[5]) Th. Huxley. On a Fossil Bird and a Fossil Cetacean from New Zealand. Quart. Journal XV, 1859, pag. 676, Fig. 3—4 (pag. 672). — *Phocaenopsis Mantellii.*



der linken, sondern der rechten Körperhälfte angehört und daß Huxley die Außenseite irrtümlich für die Innenseite des Knochens hielt; der Knochen zeigt aber überhaupt nicht die geringste Ähnlichkeit mit dem Oberarmknochen von *Phocaena*. Bei *Phocaenopsis Mantelli* ist am Vorderrande des Humerus an der Stelle der rudimentär gewordenen Deltaleiste ein kräftiger Höcker vorhanden, welcher bei *Phocaena* niemals zu beobachten ist; das Caput humeri ist viel kleiner als bei *Phocaena;* ferner ist der Humerus von *Phocaenopsis Mantelli* unterhalb des Caput humeri fast ebenso stark als am distalen Ende, während das letztere bei *Phocaena* in sagittaler Richtung viel stärker verbreitert ist und eine fächerförmige Gestalt besitzt; endlich ist der Humerus von *Phocaenopsis* bedeutend größer als von *Phocaena*.

Phocaenopsis Mantelli gehört somit keineswegs in die nächste Verwandtschaft von *Phocaena communis*, wie Huxley meinte; diese Form erinnert in ihrem ganzen Baue weit eher an *Eurhinodelphis*[1]) oder an den Humerus von *Physeter*[2]). Ich möchte also vermuten, daß der Humerus von Parimoa einem Zahnwale aus der Familie der Eurhinodelphiden angehörte, da namentlich auch die Größe dafür sprechen würde, während die Physeteriden nur relativ große Typen umfassen. Von einer Verwandtschaft mit den *Phocaeninae* kann keine Rede sein.

Die von du Bus zur Gattung *Phocaenopsis* gestellten kleinen Zahnwale aus dem Bolderien von Antwerpen, *Phocaenopsis cornutus du Bus*[3]) und *Ph. Scheynensis du Bus*[4]), gehören nicht zu der Huxleyschen Gattung; *Phocaenopsis Scheynensis* gehört zur Gattung *Acrodelphis*[5]), *Phocaenopsis cornutus* ist eine neue Gattung der Delphiniden[6]); beide können daher bei einem näheren Vergleiche mit *Palaeophocaena* außer acht gelassen werden.

Die Vorderextremität eines Zahnwales aus der sarmatischen Stufe von Kischenew in Südrußland, welcher von Nordmann[7]) als *Phocaena euxinica* beschrieben wurde, gehört zur Gattung *Acrodelphis* und wurde schon von Brandt[8]) mit *Acrodelphis* (*Champsodelphis*) *Fuchsii Brdt.* aus dem sarmatischen Tegel Wiens identifiziert.

---

[1]) O. Abel. Die Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Österreichs. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, XIX. Bd., 2. Heft, pag. 184, Textfig. 23. — Von *Eurhinodelphis* ist der Humerus aus Parimoa durch kleineres Caput humeri sowie durch den scharf abgesetzten Höcker an Stelle der Deltaleiste unterschieden.

[2]) W. H. Flower. On the Osteology of the Cachalot or Sperm-Whale (*Physeter macrocephalus*). Transact. zool. Soc. London VI, Part. VI, 1867, pl. 61, Fig. 1 und 3. — *Physeter* unterscheidet sich von *Phocaenopsis*, abgesehen durch die weit bedeutendere Größe, durch einen sehr großen, halbkugeligen Kopf des Humerus; übereinstimmend ist nur die Gestalt des Deltahöckers.

[3]) Du Bus. Mammiféres nouveaux du Crag d'Anvers. Bull. Acad. roy. Belg., 41. année, 2me sér., T. XXXIV. Bruxelles 1872, pag. 500.

[4]) Du Bus. Ibidem, pag. 499.

[5]) O. Abel. Les Odontocètes du Boldérien d'Anvers. Mém. Mus. roy. d'Hist. nat. de Belgique. (Im Erscheinen begriffen.) — *Acrodelphis Scheynensis du Bus sp.*

[6]) O. Abel. Ibidem. — *Pithanodelphis n. g.*, *Pithanodelphis cornutus du Bus sp.*

[7]) A. v. Nordmann. Paläontologie Südrußlands. Helsingfors 1858, pag. 350 u. 351, Taf. XXVII, Fig. 6—8. — *Phocaena euxinica fossilis Nordm.*

[8]) J. F. Brandt. Untersuchungen über die fossilen und subfossilen Cetaceen Europas. Mém. de l'Acad. Imp. des Sciences, St. Pétersbourg, VIIe sér., XX, 1873, pag. 269. — *? Champsodelphis Fuchsii Brdt.*

Somit sehen wir, daß in der Subfamilie *Phocaeninae* der Familie der Delphiniden nur folgende Typen zu vereinigen sind:

Arten und Gattungen der Phocaeninae.

Name	Geologisches Alter	Vorkommen
1. *Palaeophocaena Andrussowi Abel*	II. Mediterranstufe (Mittelmiocän)	Halbinsel Taman
2. *Protophocaena minima Abel*	Bolderien (Obermiocän)	Antwerpen
3. *Delphinopsis Freyeri Müll.*	Sarmatische Stufe (Obermiocän)	Radoboj (Kroatien)
4. *Neomeris phocaenoides Cuv.*	Gegenwart	Flüsse Indiens u. Japans; Küste von Malabar [1]), Kap der Guten Hoffnung [2])
5. *Phocaena relicta Abel*	Gegenwart	Schwarzes und Asowsches Meer
6. *Phocaena communis Lesson*	Gegenwart (im Norfolk „Preglacial Forest Bed"?) [3])	Nordatlantischer u. Nordpacifischer Ozean, Nordsee, Mexiko; lebt litoral, steigt oft in die großen Ströme auf (Seine, Schelde, Elbe, Themse etc.)
7. *Phocaena spinipinnis Burm.*	Gegenwart	Küste Südamerikas: Mündung des Rio de La Plata, Chile [4])
8. *Phocaena Dallii True*	Gegenwart	Alaska: Adakh Island, Hoonyah Sound

[1]) Type des *Delphinus phocaenoides*. Cuvier, Règne animal, 2me édit., I, 1829, pag. 291. — No. A. 3087 im Muséum d'Hist. nat. in Paris. — Dussumier coll. — F. W. True, Bull. U. S. Nat. Mus. No. 36, 1889, pag. 114.

[2]) No. A. 3086 im Muséum d'Hist. nat. in Paris. — F. W. True, l. c. pag. 114.

[3]) E. T. Newton. Some Additions to the Vertebrate Fauna of the Norfolk „Preglacial Forest Bed" with Description of a New Species of Dear (*Cervus rectus*). — Geol. Mag. VI. 1889, pag. 149, pl. IV, Fig. 4 u. 4*a*. — (Der fünfte oder sechste Caudalwirbel eines kleinen Delphiniden, der nach Newton mit dem Braunfische identisch ist. Es ist jedoch zu bemerken, daß ein so dürftiger Rest kaum zur Identifizierung ausreicht.)

[4]) *Phocaena spinipinnis Burm. = Phocaena Philippii Perez in litt. = Acanthodelphis (Phocaena) Philippii Perez Canto.* — R. A. Philippi. Los Delfinos de la Punta Austral de la América del Sur. Anal. Mus. Nac. Chile, Sec. I, Zool., No. 6, 1893, pag. 1—18, pl. 1—5. — Derselbe. Los Cráneos de los Delfines Chilenos. Ibidem, No. 12, 1896, pag. 1—20, pl. 1—6. — F. W. True. On Species of South-American Delphinidae described by Dr. R. A. Philippi in 1893 and 1896. Proceed. Biolog. Soc. Washington, XVI, Nov. 12, 1903, pag. 136 u. 137.

Alle diese Formen zeichnen sich durch geringe Körpergröße aus; drei unter ihnen (*Delphinopsis*, *Neomeris*, *Phocaena*) sind durch den Besitz knöcherner Tuberkeln in der Haut gekennzeichnet, welche den letzten Rest einer ausgedehnteren Hautbepanzerung darstellen.

Dieser Hautpanzer ist bei den beiden ältesten Typen, *Protophocaena* und *Palaeophocaena*, noch nicht nachgewiesen, doch ist es sehr wahrscheinlich, daß auch bei ihnen ein solcher vorhanden war.

Palaeophocaena vereinigt Charaktere der beiden lebenden Gattungen *Neomeris* und *Phocaena*. *Neomeris* ist unter diesen beiden die primitivere Type, wie aus dem Fehlen der Rückenflosse und kräftiger Hautpanzerung auf der ganzen Rückenlinie, der Form des oberen Praemaxillarendes und endlich aus der kürzeren Schnauze hervorgeht. Die Ausbildung des oberen Praemaxillarendes haben *Protophocaena* und *Palaeophocaena* mit *Neomeris* gemein. *Neomeris* scheint schon sehr frühzeitig die fluviatile Lebensweise angenommen zu haben, zu einer Zeit, da noch keine Rückenflosse bei dieser Gattung der Odontoceten zur Entwicklung gekommen war, und hat infolgedessen primitive Charaktere bewahrt, wie wir dies bei vielen anderen isolierten Typen antreffen, unter den Cetaceen beispielsweise bei *Inia*, *Pontoporia* und *Platanista*.

Die *Phocaeninae*, ein zweifellos sehr alter Stamm, sind erst im mittleren Miocän mit Sicherheit nachzuweisen. Das miocäne Mittelmeer, welches das heutige Mittelmeer durch eine Meeresstraße am Außenrande der Alpen und Karpathen mit dem Schwarzen Meere verband, beherbergte nur eine Type im Bereiche des Pontus, *Palaeophocaena Andrussowi*. Eine zweite Type lebte im oberen Miocän an der atlantischen Küste, wo im Becken von Antwerpen ihre Reste angetroffen worden sind; dies ist *Protophocaena minima*. Die dritte Type, welche wir den *Phocaeninae* angereiht haben, ist *Delphinopsis Freyeri* aus der sarmatischen Stufe; zu dieser Zeit sind also noch Phocaeninen in dem großen mitteleuropäischen Binnenmeere vorhanden gewesen, welches sich weit nach Asien erstreckte.

III. Die Phocaenaart des Pontus.

(Figur 3 und 4.)

Phocaena relicta n. sp.

Delphinus phocaena. A. v. Nordmann: Observations sur la Faune pontique, in A. de Demidoff, Voyage dans la Russie meridionale, III. Paris 1840, pag. 64.

Phocaena communis. A. v. Nordmann: Paläontologie Südrußlands. Helsingfors 1858, pag. 350.

Phocaena communis. St. Ostroumoff: Über die Delphine des Schwarzen Meeres. Revue des sciences naturelles. St. Pétersbourg 1892, Nr. 6.

Phocaena communis. K. Satunin: Vorläufige Mitteilungen über die Säugetierfauna der Kaukasusländer. Zool. Jahrb., Abt. f. System. etc., IX. Jena 1897, pag. 314.

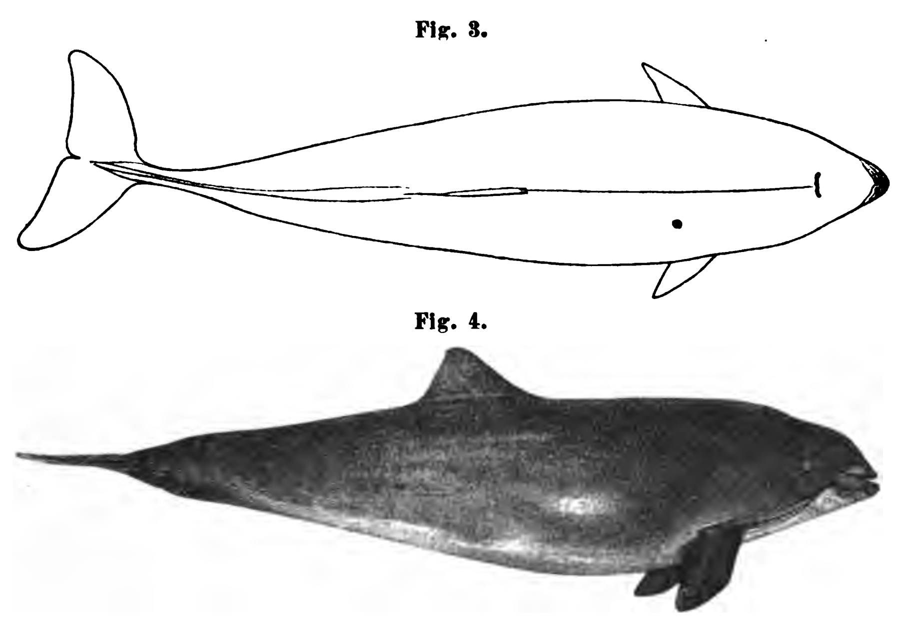
Um die Frage zu entscheiden, ob die pontische Art des Braunfisches mit der atlantischen Type identisch ist oder nicht, erbat ich mir von Herrn Sergius Zernow, Direktor der biologischen Station der

kais. russischen Akademie der Wissenschaften in Sebastopol, Skizzen und Schädel der *Phocaena* des Schwarzen Meeres. Herr S. Zernow übersandte mir den Schädel und zwei vortreffliche Photographien eines trächtigen Weibchens und ich erlaube mir, Herrn Direktor S. Zernow für seine große Bereitwilligkeit und die liebenswürdige Unterstützung meiner Studien wärmstens zu danken.

Bei einem Vergleiche mit der *Phocaena communis* des Atlantischen Ozeans fallen sofort einige wesentliche Unterschiede der *Phocaena* des Schwarzen Meeres in die Augen.

Fig. 3.

Fig. 4.



Phocaena relicta Abel. (Fig. 3 von oben. — Fig. 4 von rechts.)

Trächtiges Weibchen, gefangen an der Krimküste am 27. Jänner 1903.

Nach zwei in der biologischen Station der kais. russ. Akademie der Wissenschaften in Sebastopol angefertigten Photographien reduziert auf ein $^{1}/_{12}$ natürlicher Größe.

Länge des Tieres: 187 *cm.*

(In Fig. 4 am Vorderrand der Rückenflosse spitze Tuberkeln als Reste der früheren Hauptbepanzerung sichtbar. — In Fig. 3 der mediane Hautkamm auf dem Caudalende des Rückens sichtbar. — Die Körperform in Fig. 4 erscheint etwas verzerrt, weil das Tier während des Photographierens am Schwanzende aufgehängt war.)

Während das Profil der Schädelkapsel von *Phocaena communis* ein stark gewölbtes Supraoccipitale zeigt, welches von dem am weitesten nach vorn vorgeschobenen Punkte der Medianlinie sehr seicht nach hinten abfällt, ist das Hinterhaupt bei der pontischen Form sehr steil, so daß das Supraoccipitale mit den Gesichtsknochen einen Winkel einschließt, wie wir ihn z. B. bei *Delphinus delphis* antreffen. Die Temporalgrube ist bei *Phocaena relicta* weit größer als bei *Phocaena communis*, die Orbita kleiner und der Arcus supraorbitalis viel stärker gekrümmt. Die knöchernen Nasenöffnungen sind kleiner als bei *Phocaena*

communis und weiter nach hinten verschoben. Die Orbitalflügel sind kürzer als bei der atlantischen Form und das Rostrum beginnt breiter, ist aber länger als bei *Phocaena communis*.

Eine Reihe anderer Unterschiede in den Umrissen der einzelnen Schädelknochen ist dagegen kaum von wesentlicher Bedeutung. Vergleicht man eine größere Anzahl von Schädeln der *Phocaena communis*, wie dies z. B. in dem an Cetaceen so reichen Museum in Brüssel möglich ist, so sieht man, daß die Schädelformen des Braunfisches in sehr großen Variationsgrenzen schwanken.

Wichtiger ist dagegen die Form der Zähne. Bei *Phocaena communis* sind die röhrenförmigen, hypselodonten Wurzeln scharf von der lateral comprimierten Krone abgesetzt, deren Profil etwa drei Vierteilen eines Kreises entspricht. Die Ränder der Krone sind bei den mittleren Oberkieferzähnen scharf und schneidend, bei den hinteren gelappt. An den vorderen Oberkieferzähnen sowie den Zwischenkieferzähnen ist die Krone dagegen bedeutend verlängert, so daß der Zahn ein stiftförmiges Aussehen erhält.

Ganz verschieden ist die Bezahnung der *Phocaena relicta*. Hier zeigen nur die letzten fünf bis sechs Zähne eine Kronenform wie bei *Phocaena communis*; die Kronen der anderen Zähne sind nur durch eine sehr unbedeutende Einschnürung von der Wurzel getrennt und die Wurzel geht allmählich in die Krone über. Diese ist nicht abgerundet, sondern meißelförmig. Sehr auffallend ist die starke Krümmung der Wurzel an allen Zähnen des Oberkiefers. Die Wurzeln sind von innen sehr schräg nach vorn nach außen gekrümmt und die Krümmung ist so stark, daß sie fast die Hälfte eines Kreises beträgt, am stärksten an den hintersten Zähnen. Ferner ist es beachtenswert, daß das Wurzelende bei allen Zähnen geschlossen ist und die Wurzeln in der unteren Hälfte stark angeschwollen sind.

Die Unterkieferzähne sind gerader gestreckt; die Wurzeln sind aber auch hier im unteren Teile sehr stark verdickt und das Wurzelende geschlossen. Die Zahnformel ist:

$$\frac{27 - 27}{25 - 22}.$$

Die letzten vier Zähne des linken Oberkiefers haben keine Antagonisten im Unterkiefer.

Durch die Gestalt der Zähne unterscheidet sich also *Phocaena relicta* sehr wesentlich von *Phocaena communis*. Eine große Ähnlichkeit besteht dagegen mit den Zähnen der *Phocaena spinipinnis*, doch sind bei dieser die Zähne stärker reduziert; im Oberkiefer sind nur 16 Zähne vorhanden (zwei davon im Zwischenkiefer), im Unterkiefer 17. Bei der südamerikanischen Art sind die Kronen meißelförmig und die Wurzeln stark angeschwollen wie bei *Phocaena relicta*.

Die Hautfärbung der *Phocaena*-Art des Schwarzen Meeres ist nahezu dieselbe wie bei *Phocaena communis*.

Am Vorderrande der Rückenflosse sind zahlreiche kleine Tuberkeln als Reste einer früheren Hautbepanzerung sichtbar, so wie dies auch bei *Phocaena communis, Ph. spinipinnis* und *Ph. Dallii* der Fall ist. Die Form der Rückenflossen gleicht am meisten jener von *Ph. communis*.

Am hinteren Körperende ist ein dorsaler und ventraler Hautkamm sichtbar, doch ist derselbe nicht so stark entwickelt, als dies nach den Abbildungen Burmeisters bei *Phocaena spinipinnis* und der Zeichung von W. H. Dall bei *Phocaena Dallii* der Fall zu sein scheint. Ich möchte indessen nicht daran zweifeln, daß in der Tat solche Kämme bei diesen Delphinen ausgebildet sind, wenn auch F. W. True dies für fraglich hält [1]).

IV. Zusammenfassung.

Außer der *Phocaena*-Art leben im Schwarzen Meere zwei Delphine, nämlich *Tursiops tursio* und *Delphinus delphis* [2]). Diese beiden Zahnwale sind im Mittelmeere sehr häufig, während *Phocaena relicta* und *Phocaena communis* niemals im ganzen Bereiche des Mittelmeeres angetroffen worden sind. Vielleicht ist der größere Salzgehalt dieses Meeres die Ursache, daß dasselbe vom „Meerschwein“ gemieden wird; dieser Delphin bevorzugt ohne Zweifel die schwachsalzigen Flußmündungen und steigt mit Vorliebe in die Ströme auf.

Die gleiche Vorliebe für fluviatile Lebensweise treffen wir bei der nächstverwandten Gattung *Neomeris*. Es ist auffallend, daß auch *Palaeophocaena Andrussowi* in den Ablagerungen eines Meeres angetroffen wurde, welches die Grenze zwischen dem östlichen Ende des miocänen Mittelmeeres und dem brackischen Binnenmeere mit stark wechselndem Salzgehalte bildet, welches ungefähr das Gebiet des heutigen Pontus einnahm. Auch *Delphinopsis Freyeri* ist in den Ablagerungen eines Meeres gefunden worden, welches keinen normalen Salzgehalt besessen haben dürfte; derselbe scheint im sarmatischen Binnenmeere örtlich und zeitlich bedeutend geschwankt zu haben.

Es läßt sich hieraus vielleicht der Schluß ziehen, daß diese primitive Gruppe der Delphiniden sich an der Meeresküste entwickelte, die litorale Lebensweise beibehielt, vorzugsweise brackische Gewässer aufsuchte und sich schon frühzeitig in die Flüsse zurückzog. Das große Verbreitungsgebiet der Gattung *Neomeris* ist unschwer durch Wanderungen dieser Type entlang den Küsten Afrikas und Asiens zu erklären; nur am Kap der Guten Hoffnung, in Indien und in Japan hat sich diese Type erhalten und ist in den beiden letztgenannten Gebieten von der Küste aus in die Flüsse hinaufgezogen, während sie an den Küsten des Indopacifischen Ozeans verschwand.

Daß die Vorfahren von *Neomeris* eine litorale Lebensweise geführt haben müssen, beweist das Fehlen einer Rückenflosse. Eine solche ist nicht etwa bei den Vorfahren vorhanden gewesen und wieder verloren gegangen; die Art der Rückenpanzerung bei *Neomeris* beweist, daß eine Rückenflosse bei ihren Vorfahren niemals vorhanden gewesen sein kann.

[1]) F. W. True. On Species of South American Delphinidae etc. Proceed. Biolog. Soc. Washington, XVI, November 12, 1903, pag. 137 (Fußnote).

[2]) St. Ostroumoff. Über die Delphine des Schwarzen Meeres. Revue des Sciences naturelles. St. Petersburg 1892, Nr. 6.

Daß die Lokomotion bei den Phocaeninen, bei *Neomeris* sowohl als bei *Phocaena*, primitiver ist als bei den pelagisch gewordenen Odontoceten, beweist das Vorhandensein von eigentümlichen dorsalen und ventralen Hautkämmen vor der Schwanzflosse. Bei *Neomeris phocaenoides* ist ein dorsaler Hautkamm nur im embryonalen Stadium zu beobachten, bei *Phocaena* ist er auch im erwachsenen Zustande vorhanden; ein litoraler Zahnwal, der Narwal, besitzt gleichfalls einen dorsalen Längskamm noch im erwachsenen Zustande, ohne daß eine distinkte Rückenflosse zur Ausbildung kommt.

Wenn wir uns vor Augen halten, daß *Palaeophocaena Andrussowi* als Stammform der Gattung *Phocaena* angesehen werden muß, so sind für das Vorkommen der *Phocaena relicta* im Pontus und im Asowschen Meere zwei Erklärungen möglich. Entweder ist die Gattung *Phocaena* im atlantischen Küstengebiete entstanden und erst in der Glazialzeit nach Herstellung der Verbindung zwischen Pontus und Mittelmeer in der Glazialzeit in das Schwarze Meer gelangt [1]) oder die Gattung *Phocaena* ist eine Type, die sich bereits im Miocän entwickelt hatte und sich einerseits im Pontus vom Miocän bis auf die Gegenwart erhalten, anderseits im Atlantischen und Pacifischen Ozean weiter ausgebreitet hat.

Die obigen Auseinandersetzungen sollten zeigen, daß *Phocaena* eine sehr primitive Type ist, welche sich von *Palaeophocaena Andrussowi* aus dem Miocän nur wenig unterscheidet. Es ist darum sehr gut denkbar, daß die Entstehung der Gattung *Phocaena* schon in das Miocän fällt und daß durch Abtrennung des Verbindungskanals am Außenrande der Alpen und Karpathen die *Phocaena*-Art des Pontus isoliert wurde. Daß die Entstehung der Gattung *Phocaena* in das Miocän fällt, wird durch die sehr nahe verwandte Gattung *Protophocaena* aus dem Bolderien von Antwerpen sehr wahrscheinlich gemacht, und daß sich auch nach Trockenlegung der Meeresstraße am Außenrande des Alpenbogens noch kleine gepanzerte Delphine in dem sarmatischen Binnenmeere aufhielten, wird durch den Fund der *Delphinopsis Freyeri* in Radoboj bewiesen.

Im sarmatischen Meere haben sich auch noch andere Zahnwale erhalten, welche sich an der atlantischen Küste Europas im oberen Miocän wiederfinden: *Acrodelphis Letochae Brdt.* und *Cyrtodelphis sulcatus Gerv.* Aber diese gingen bald zugrunde und haben in der Fauna des Schwarzen Meeres keine Nachkommen hinterlassen.

Das Fehlen der Gattung *Phocaena* im Mittelmeere in Verbindung mit dem Auftreten einer der lebenden *Phocaena* sehr nahestehenden Gattung im Miocän der Halbinsel Taman rechtfertigt den Schluß, daß die *Phocaena*-Art des Pontus nicht in der Glazialzeit nach Überspringung des Mittelmeeres in den Pontus eingewandert ist, sondern eine Reliktentype des miocänen Mittelmeeres darstellt.

---

[1]) Diese Hypothese vertritt N. Andrussow: Einige Resultate des Tiefseeuntersuchungen im Schwarzen Meere. Mitteil. d. k. k. geograph. Gesellsch. in Wien, 1893, pag. 379. Derselbe. Kritische Bemerkungen über die Entstehungshypothesen des Bosporus und der Dardanellen. Sitzungsber. d. Naturforscher-Gesellsch. bei der Universität Jurjew (Dorpat), XVIII, 1900, pag. 295.

Über Halitherium Bellunense, eine Übergangsform zur Gattung Metaxytherium.

Von **O. Abel.**

(Mit einer Textfigur.)

Im Jahre 1875 beschrieb Baron A. de Zigno[1]) aus dem Miocän von Cavarzana im Val delle Guglie bei Belluno Reste einer Sirene unter dem Namen *Halitherium Bellunense*. De Zigno bildete das Schädeldach, den Processus zygomaticus des rechten Squamosums, drei Molaren des linken Oberkiefers und das Vorderende des linken Zwischenkiefers ab.

R. Lepsius[2]) hielt es für wahrscheinlich, daß diese Reste der höher spezialisierten Gattung *Metaxytherium* angehören, da der Zwischenkiefer mit seinen starken Stirnfortsätzen und die Stoßzähne viel zu groß für ein *Halitherium* seien. Die tief einschneidenden Furchen geben nach Lepsius den Molaren den Charakter der Zähne von *Metaxytherium*, nur sind die Kronen etwas kegelförmiger gebaut als bei den französischen Arten dieser Gattung.

A. de Zigno[3]) verteidigte später gegen R. Lepsius seine frühere Bestimmung der Sirene von Belluno als eine Art der Gattung *Halitherium*.

Gelegentlich der Mitteilung über die Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Österreichs[4]) ließ ich die Frage unentschieden, zu welcher Gattung die von Zigno beschriebenen Sirenenreste von Belluno zu stellen seien. Es war mir daher das Anerbieten meines Freundes Dr. G. Dal Piaz sehr willkommen, welcher mir den im geologischen Museum von Padua befindlichen Kieferrest mit den Molaren für eine nähere Untersuchung zur Verfügung stellte.

---

[1]) A. de Zigno. Sirenii fossili trovati nel Veneto. Memorie Istit. Veneto. Vol. XVIII, Parte III, pag. 438—441, Tav. XIV—XV.

[2]) R. Lepsius. *Halitherium Schinzi,* die fossile Sirene des Mainzer Beckens. Abhandl. d. Mittelrhein. geol. Ver., I. Bd., 2. Lief., Darmstadt 1882, pag. 179.

[3]) A. de Zigno. Quelques observations sur les Siréniens fossiles. Bull. Soc. Géol. France, 3e sèr., t. XV, 1886 et 1887, Paris 1887, pag. 728.

[4]) O. Abel. Die Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Österreichs. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. in Wien, XIX. Bd., 2. Heft, Wien 1904, pag. 8 u. 215.

Dimensionen (in Millimetern):

Länge des sichtbaren Teiles des großen Incisiven im Zwischenkiefer [1]	30·0
Größter Durchmesser des ovalen Querschnittes desselben Incisiven, 30 *mm* von der Spitze entfernt [1]	18·0
Kleinster Durchmesser desselben Zahnes an derselben Stelle [1]	8·0
Wurzeldurchmesser des letzten Prämolaren des Oberkiefers, an der Alveole gemessen	7·0
Länge von $M_1 + M_2 + M_3$ des Oberkiefers	66·0
Länge des M_1 des Oberkiefers	21·5
„ „ M_2 des Oberkiefers	21·5
„ „ M_3 des Oberkiefers	23·0
Breite des M_1 (am Nachjoch) des Oberkiefers	17·5
„ „ M_2 (am Vorjoch) des Oberkiefers	23·0
„ „ M_2 (am Nachjoch) des Oberkiefers	21·5
„ „ M_3 (am Vorjoch) des Oberkiefers	24·0
„ „ M_3 (am Nachjoch) des Oberkiefers	22·5
Höhe des M_2 (im Hypocon) des Oberkiefers	13·5
„ „ M_3 (im Hypocon) des Oberkiefers	15·5
„ „ M_3 (im Protocon) des Oberkiefers	16·0

Eine neuerliche Prüfung des Oberkieferfragments ergab, daß die Sirene von Belluno nicht in die Gattung *Metaxytherium* eingereiht werden kann, sondern als ein Glied der durch *Halitherium Schinzi Kaup* charakterisierten älteren und phylogenetisch tiefer stehenden Gruppe betrachtet werden muß, die unter dem Gattungsnamen *Halitherium* zusammenzufassen ist. Die Untersuchung zeigte ferner, daß wir es in *Halitherium Bellunense de Zigno* mit einer Übergangstype zu tun haben, welche Charaktere der Gattungen *Halitherium* und *Metaxytherium* verbindet und somit eine bisher nicht entsprechend gewürdigte Zwischenform dieser beiden genetisch eng verbundenen Gattungen darstellt.

A. de Zigno bildete (l. c. Tav. XV, Fig. 3—5) das vorliegende Original ab, brachte aber nur drei Molaren zur Darstellung. Dieselben entsprechen jedoch nicht, wie de Zigno glaubte, den drei letzten Molaren, sondern den drei vorderen Molaren, während der letzte vierte Molar fehlt. Außer diesen drei Zähnen, von welchen M_2 und M_3 in tadelloser Erhaltung, M_1 dagegen in stark beschädigtem Zustande vorliegen, ist noch vor dem ersten Molaren an derselben Stelle wie bei *Halitherium Schinzi* (R. Lepsius, l. c. Taf. III, Fig. 22), nämlich vor dem Protocon des M_1, ein Prämolar vorhanden, von welchem aber nur die Wurzel vorliegt; er war einwurzelig wie bei *Halitherium Schinzi*.

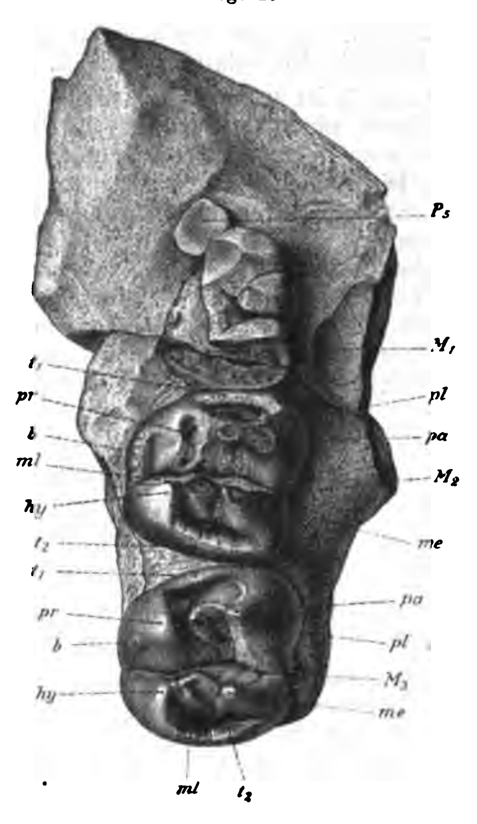
Über den ersten Molaren läßt sich wenig sagen, da er stark abgekaut ist und der größte Teil der Krone fehlt. Die Außenwand dieses Zahnes ist mit starken longitudinalen Falten bedeckt, welche auf dem zweiten und dritten Molaren fehlen. Er ist der kleinste unter den drei Molaren.

---

[1] Nach A. de Zigno, l. c., 1875, pag. 440 u. 441.



Fig. 1.



Halitherium Bellunense de Zigno.

Der letzte *P* und die drei vorderen *M* des linken Oberkiefers.

(Natürliche Größe.)

Fundort: Cavarzana im Val delle Guglie bei Belluno. — Geologisches Alter: Untermiocän. — (Im geologischen Institut der Universität Padua.)

Erklärung der Abkürzungen:

pr = Protocon.
pl = Protoconulus.
pa = Paracon.
hy = Hypocon.
ml = Metaconulus.
me = Metacon.
t_1 = vorderer Talon.
t_2 = hinterer Talon.
b = inneres Basalband.

Der zweite Molar ist namentlich am Vorjoche angekaut, aber die Usurflächen sind noch klein. Am stärksten abgenutzt ist der Protocon [1]), dann folgt der Paracon, Protoconulus, Metaconulus, Metacon und endlich der Hypocon, welcher nur eine verschwindend kleine, 1·5 *mm* lange und 1 *mm* breite Schliffläche zeigt.

Der vordere Talon t_1 ist transversal gestellt, von den Höckern des ersten Joches durch eine tiefe Querfurche getrennt und geht allmählich in den Paracon über, während er sich an den Protocon lappenförmig anlegt. Die beiden Joche sind durch ein sehr kräftiges Basalband an der Innenwand des Zahnes verbunden, welches auf der Zignoschen Abbildung (l. c. Tav. XV, Fig. 5 *b*) gut zur Darstellung gebracht ist. Der hintere Talon t_2 beginnt an dem hinteren Abfalle des Hypocons, von dessen Spitze sich ein Kamm fast senkrecht herabzieht, biegt dann plötzlich ab und verläuft als ein transversaler, an der Vorderseite stark gefältelter Kamm parallel zum Nachjoch gegen die Basis des Metacons; er ist vom Nachjoch durch ein tiefes Quertal getrennt.

Die drei Höcker des Vorjoches liegen in einer Linie, während der Metaconulus ein wenig aus den drei Höckern des Nachjoches nach vorn herausgeschoben ist. Das Quertal zwischen den Jochen ist breit und sehr tief, das Nachjoch infolge der weit geringeren Abkauung höher als das Vorjoch; sekundäre Nebenzapfen sind in den Tälern nicht vorhanden.

Der dritte Molar ist der größte der drei Molaren, liegt tiefer als der zweite Molar in den Oberkiefer eingesenkt, ist noch nicht angekaut und war also ohne Zweifel noch nicht funktionell. Eine interstitiäre Reibungsfläche gegen die Vorderwand des letzten Molaren ist nicht zu beobachten und der letztere hatte also noch nicht den Oberkiefer durchbrochen, sondern lag noch im Keimsack.

Der vordere Talon ist kürzer als an dem zweiten Molaren und dadurch ausgezeichnet, daß er in dem Zwischenraume zwischen Protocon und Protoconulus eine stärkere Anschwellung zeigt. Er legt sich ganz ebenso wie an dem zweiten Molaren an den Protocon an und geht in einem steil ansteigenden Bogen bis zur Spitze des Paracons.

Das innere Basalband ist am dritten Molaren bis auf ein ganz unbedeutendes Fältchen an der inneren Wand des Protocons verloren gegangen, so daß das Quertal zwischen den beiden Hauptjochen keinen inneren Abschluß findet, sondern frei endet.

Der hintere Talon zeigt denselben Verlauf wie am zweiten Molaren; durch eine in der Medianlinie des Zahnes gelegene Einkerbung ist der beginnende Zerfall des hinteren Talons in zwei Höcker angedeutet.

Wie gewöhnlich sind Protocon, Metaconulus und Hypocon die höchsten Höcker; der Protoconulus endet nicht in einer kegelförmigen Spitze, sondern ist an seinem hinteren Abfalle gegen das transversale

---

[1]) Vgl. die Entwicklung der Oberkieferzähne der Halicoriden in den „Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Österreichs“, l. c. 1904, pag. 145—152, Taf. I, Textfig. 15—18 (pag. 149).

Haupttal grubig vertieft; eine ebensolche grubige, aber etwas schwächere Einsenkung zeigt der hintere Abfall des Metaconulus.

Die drei Höcker des Vorjoches liegen in einer Reihe; der Metaconulus ist wie am zweiten Molaren nach vorn herausgedrängt, und zwar etwas weiter als am zweiten Molaren, und legt sich dicht an den Hypocon an.

Das quere Haupttal ist sehr tief und der Zahn höher als der vorhergehende.

Ohne Zweifel gehört das vorliegende Kieferbruchstück einem jungen Tiere an, wie die geringe Abkauung des zweiten Molaren als auch der Umstand beweisen, daß der dritte Molar noch nicht die Kaufläche erreicht hat. Der vierte, letzte Molar muß also noch im Keimsack gelegen haben. Um so auffallender ist es, daß außer der Wurzel des letzten Prämolaren (P_5) keine Spur von anderen Prämolaren vorliegt. Es muß sonach die Prämolarenreihe bei *Halitherium Bellunense* schon sehr stark reduziert gewesen sein; während bei *Halitherium Schinzi Kaup* im Oberkiefer vor dem M_1 noch drei *P* zu beobachten sind, ist bei *Halitherium Bellunense Zigno* nur der letzte Prämolar vor dem ersten Molaren erhalten geblieben.

R. Lepsius meinte, daß die Stoßzähne der Sirene von Belluno „viel zu groß für ein *Halitherium*" seien. Nach den von A. de Zigno mitgeteilten Maßen und der Abbildung (l. c. Tav. XV, Fig. 1) ist dies allerdings der Fall. Während die Krone des Stoßzahnes von *Halitherium Schinzi* einen nur wenig lateral komprimierten Kegel darstellt, dessen Basis eine Ellipse von 10×12 *mm* Durchmesser bildet, ist der Stoßzahn von *Halitherium Bellunense* bedeutend kräftiger und stärker komprimiert, so daß der Querschnitt des Zahnes in einer Entfernung von 30 *mm* von der Spitze ein Oval von 18×8 *mm* darstellt. Die Angabe de Zignos, daß der ganze sichtbare Teil des Zahnes „si monstrano composti di uno smalto bruno lucente", kann ich leider nicht überprüfen, da mir dieser Rest nicht vorliegt; bei *Halitherium Schinzi* ist die schmelzbelegte Krone bedeutend kürzer und erreicht nur eine Länge von 13—19 *mm*. Indessen spielen bei *Halitherium* sexuelle Unterschiede in der Dentition höchstwahrscheinlich ebenso eine Rolle wie bei *Halicore* und *Felsinotherium* [1]); da der Stoßzahn bei *Halitherium Bellunense* ziemlich weit aus der Alveole hervorragt (A. de Zigno, l. c. Tav. XV, Fig. 1), so ist das Zignosche Original möglicherweise ein Männchen. Der große Durchmesser des Zahnes (nach den Maßen Zignos) würde gleichfalls für diese Deutung sprechen.

Wenn wir die Ergebnisse dieser Untersuchung zusammenstellen, so zeigt sich folgendes:

1. Die Sirenenreste aus dem unteren Miocän von Cavarzana bei Belluno gehörten einem jungen Tiere an, da der M_3 noch nicht in die Kaufläche herabgerückt ist und keine Kauspuren zeigt. M_4 war ohne Zweifel noch nicht durchgebrochen.

2. Da die junge Sirene von Belluno ungefähr dieselben Dimensionen besaß wie ein altes *Halitherium Schinzi,* so muß ein erwachsenes

[1]) Die Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Österreichs, l. c. pag. 163 u. 164.



Tier bedeutend größere Dimensionen als die Sirene des Mainzer Beckens erreicht haben.

3. Die starke Entwicklung des Stoßzahnes der Sirene von Belluno ist vielleicht als sexueller Charakter des Männchens zu betrachten.

4. Die Sirene von Belluno erscheint in folgenden Punkten höher spezialisiert als *Halitherium:*

a) durch die stärkere Reduktion der Prämolaren;

b) durch die bedeutendere Größe von M_1 und M_2 bei gleicher relativer Größe von M_3;

c) durch tiefere Zerschlitzung der Quertäler der Molaren.

5. Die Sirene von Belluno erscheint in folgenden Punkten tieferstehender als *Metaxytherium*:

a) durch das Vorhandensein des letzten *P*;

b) durch das Fehlen der sekundären Nebenzapfen in den Tälern der Molaren;

c) durch die primitivere Beschaffenheit und den Verlauf des vorderen und hinteren Talons;

d) durch die primitivere Anordnung der Haupt- und Nebenhöcker (Metaconulus nicht so weit wie bei *Metaxytherium* aus dem Nachjoche nach vorn abgedrängt — Protoconulus mit Protocon und Paracon in einer Linie liegend — Höcker neigen sich nicht so stark zusammen als bei *Metaxytherium*);

e) durch das schmälere Schädeldach und die bogenförmigen starken Parietalleisten.

6. Die Sirene aus dem Untermiocän von Belluno, welche ohne Zweifel in die genetische Linie: *Halitherium—Metaxytherium—Felsinotherium* gehört, erweist sich somit als eine Type, welche Charaktere von *Metaxytherium* und *Halitherium* vereinigt und ist daher als eine Übergangstype zwischen beiden Entwicklungsstufen anzusehen. Da sie sich aber enger an *Halitherium* als an *Metaxytherium* anschließt, kann man diese Type, ohne ihren Wert als Zwischenform zu beeinträchtigen, jener Gruppe der Halicoriden anreihen, welche durch *Halitherium Schinzi Kaup* gekennzeichnet ist und die tiefere Entwicklungsstufe repräsentiert.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

Die Zone des Actinocamax plenus in der Kreide des östlichen Böhmen.

Von W. Petrascheck.

Mit 1 Lichtdrucktafel (Nr. X) und 8 Zinkotypien im Text.

Daß sich die Plänersandsteinstufe der schlesischen Geologen weit nach Böhmen hinein verfolgen läßt, ist eine altbekannte Tatsache. Von Osten aus hat Beyrich diesen Horizont bis an die Gehänge des Aupaflußes verfolgt und in seiner geologischen Karte Niederschlesiens als selbständiges Glied zwischen dem cenomanen Quader und dem unterturonen Pläner ausgeschieden. Jokely[1]) dahingegen sprach sich nach seiner nur wenig später erfolgten Kartierung der Gegend von Jičin bis Braunau dahin aus, daß dieser Plänersandstein mit dem Quadermergel, das ist dem turonen Pläner, untrennbar zusammengehöre. Auf den von ihm herrührenden Kartenblättern hat demnach der Plänersandstein dieselbe Farbe erhalten wie der darüberliegende Pläner. Wolf verfuhr gelegentlich der Aufnahme der Umgebung von Nachod in gleicher Weise. Er betrachtete jedoch den Quadermergel Jokelys als ein Glied des Cenomans[2]), ganz ebenso wie er damals den Grünsandstein der Gegend von Malnitz als zum Rotomagien gehörend auffaßte[3]). Mit dem Vorgehen Jokelys stimmt dasjenige überein, das in den Karten der naturwissenschaftlichen Landesdurchforschung von Böhmen zum Ausdruck kommt. Es werden die über den Cenomanquadern liegenden Plänerschichten zum Unterturon (Weißenberger Schichten) gestellt. Krejčí[4]) tut dies bei der Besprechung der ostböhmischen Kreide, ebenso wie Frič[5]) bei der Behandlung der Weißenberger Schichten. Vorher war letztgenannter Autor geneigt, gewisse schwarzgraue Pläner von Schwadowitz (sie enthielten *Janira cometa* und *Pecten laminosus*) noch

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1861—1862. Verhandl. pag. 174, Anmerkung.

[2]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1865, pag. 186.

[3]) Hier muß eingeschaltet werden, daß zur Zeit der ersten geologischen Kartierung des westlichen Böhmens bereits ein Plänersandstein die Geologen beschäftigte. Es war dies aber nicht der im folgenden zu behandelnde Plänersandstein Beyrichs, sondern ein dem Mittelturon angehörendes, nach Reuss (Versteinerungen der böhmischen Kreideformation, pag. 117) im Hangenden des Malnitzer Grünsandsteines liegendes Gestein.

[4]) Archiv für die naturwissenschaftliche Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. 1, Sekt. II, Vorbemerkungen.

[5]) Daselbst. Bd. 1.

zu den Korycaner Schichten, also zum Cenoman zu stellen [1]). Allmählich hat die Meinung, daß in Böhmen die Grenze zwischen Cemonan und Turon im allgemeinen mit der zwischen den liegenden Quadersandsteinen und dem Pläner zusammenfalle, so festen Fuß gefaßt, daß Jahn noch kürzlich [2]) ein von ihm entdecktes, aber noch nicht genauer beschriebenes Vorkommnis cenomanen Pläners bei Smrček als vereinzelt bezeichnete.

In den angrenzenden Teilen Schlesiens folgten bald auf die grundlegenden Arbeiten Beyrichs diejenigen von Kunth [3]) und Drescher [4]), in welchen beiden die über dem Cenomanquader liegenden kalkigtonigen Ablagerungen mit dem *Mytiloides*-Pläner vereinigt werden. Erst später hob Williger [5]) hervor, daß sich im Unterturon eine unterste Lettenschicht mit *Belemnites plenus* von darüberfolgenden Mergelschiefern mit *Inoceramus mytiloides* unterscheiden lasse. Er weist auch auf die inzwischen durch Barrois und Hébert aus Frankreich bekannt gewordenen analogen Verhältnisse hin. Michael [6]) endlich führte eine genaue Gliederung des Cenomans und Unterturons in der Gegend von Cudowa durch, Untersuchungen, die sich auch auf den angrenzenden Teil des österreichischen Gebietes erstreckten. Hierbei wurde über den Quadern des Cenomans und unter dem Pläner mit *Inoceramus labiatus* ein zum Cenoman gestelltes Schichtenglied, der Plänersandstein, sowie eine im Hangenden des letzteren befindliche glaukonitreiche Plänerbank als ein durch seine Fauna wohlcharakterisierter Horizont erkannt und auf der der Arbeit beigegebenen Karte in seiner Verbreitung genau zur Darstellung gebracht.

Die von Drescher, namentlich aber von Williger — wie es dem Fernstehenden scheinen möchte — klar und richtig gedeutete Schichtfolge hat neuerlich durch Scupin [7]) eine Umdeutung erfahren. Es läßt sich naturgemäß über seine vorläufige Mitteilung noch kein abschließendes Urteil fällen, sie scheint aber doch noch einer weiteren Begründung zu bedürfen, eine Vermutung, die durch den soeben erschienenen Aufnahmsbericht Zimmermanns [8]) eher gestärkt wird. Auch die Ergebnisse der Aufnahmen Beyrichs und Michaels sind in neuester Zeit dadurch verdunkelt worden, daß Flegel [9]) die Plänersandsteinzone teils als tiefste Schicht (Grenzquader) des Unter-

---

[1]) Daselbst. Bd. 1. Korycaner Schichten, pag. 215.

[2]) Vgl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 276 und 1904, pag. 299.

[3]) Kreidemulde bei Lähn. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 15 (1863), pag. 732.

[4]) Kreidebildungen der Gegend von Löwenberg. Ibid. pag. 296.

[5]) Die Löwenberger Kreidemulde. Jahrb. d. preuss. geol. Landesanst. 1881, pag. 71.

[6]) Cenoman und Turon in der Gegend von Cudowa in Schlesien. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1893, pag. 195.

[7]) Gliederung in den Schichten der Goldberger Mulde. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 54 (1902), pag. 107.

[8]) Die Schichten der Goldberger Mulde. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanstalt. XXIII (1902), pag. 694.

[9]) Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Separatabdruck aus: Zur Geologie des böhmisch-schlesischen Grenzgebirges. Festschrift d. schles. Ges. f. vaterl. Kultur. Breslau 1904, pag. 131.

Turons ausschied, teils aber infolge Verwechslung mit *Labiatus*-Schichten zu diesen stellte.

Im Verlaufe der geologischen Aufnahme der Blätter Josefstadt—Nachod und Trautenau—Politz wurden an der Basis der unterturonen Weißenberger Schichten wiederholt Gesteine getroffen, deren Habitus von den Plänern dieses Horizonts abwich. In der Gegend nördlich von Hořička waren es graue, tonige Pläner mit eigentümlichen bräunlichen Flecken, Gesteine, die sehr an die gleichfalls fleckigen cenomanen Pläner von Plauen bei Dresden erinnern. Östlich von Neustadt und Dobruschka wieder fesselten glaukonitreiche Pläner und rötliche Plänersandsteine die Aufmerksamkeit. Die Fortsetzung der Beobachtungen lehrte nun, daß alle diese Gesteine einem bestimmten Niveau angehören, das sich in der Gegend von Hronov in direkten Zusammenhang mit dem Plänersandsteine der schlesischen Geologen bringen läßt. Durch Fossilfunde, darunter *Actinocamax plenus*, die an einigen Stellen gemacht wurden, konnte endlich der stratigraphisch bereits erbrachte Beweis, daß es sich hier um Faziesgebilde des Plänersandsteines handelt, auch paläontologisch gestützt werden.

Es ist bekannt und oft genug hervorgehoben worden, daß in Böhmen ebenso wie in Sachsen und Schlesien die cenomane Transgression sich bis in das Turon hinein erstreckt. Es muß demnach auch der zwischen dem Korycaner Quader und dem Weißenberger Pläner liegende Plänersandstein, beziehungsweise Pläner der *Plenus*-Zone in übergreifender Lagerung anzutreffen sein, was tatsächlich mitunter auf weitere Entfernungen hin der Fall ist. Transgredierenden Bildungen ist aber vielfach ein rascher Fazieswechsel eigentümlich. Dieser macht sich denn auch in Gesteinen der hier zu behandelnden Zone, in der sich auch von unten nach oben der Übergang aus der sandigen Entwicklung in die des Pläners vollzieht, auffällig bemerkbar. Bald trifft man in ihr bräunliche, ziemlich sandige Plänersandsteine mit schwachem Glaukonitgehalt, bald sehr gleichmäßig feinkörnige, blaugraue Plänersandsteine, bald wieder sandige, bräunliche Mergel oder auch graue, gefleckte, dünnschichtige Pläner, welche beim Verwittern in grauen, eckigen Schnitt zerfallen, endlich auch dichte, gleichmäßig graue, tonreiche Pläner, die durch Verwitterung gänzlich ausbleichen. Eine genauere Behandlung werden die Gesteine weiter unten erfahren.

Es soll nunmehr diese charakteristische Schicht durch die bisher begangenen Gegenden verfolgt und an instruktiven Profilen ihre Verknüpfung mit den anderen Horizonten studiert werden.

Die Verbreitung und Lagerung der Plenus-Zone.

Die Pläner- und Plänersandsteinfazies.

Gute Aufschlüsse in den tieferen Teilen der Plänerablagerungen und deren Basalbildungen liefert die nächste Umgebung von Neustadt a. d. Mettau. Die Stadt steht auf kieseligem Pläner, der in dem angrenzenden Orte Krčin in mehreren Steinbrüchen gewonnen wird.



Dieser Pläner bricht in großen Platten mit unebener, knolliger und wulstiger Oberfläche, eine Erscheinung, die durch Imprägnationen und Knauern von Chalcedon, der auf aufgelöste Spongiennadeln zurückzuführen ist, hervorgerufen wird. *Inoceramus labiatus Schloth.* in typischen Exemplaren sowie ein *Inoceramus Brongniarti var. annulatus Goldf.* kennzeichnen den Pläner als zu den Weißenberger Schichten gehörend.

Dieser Pläner breitet sich in schwebender Lagerung über den intensiv gefältelten Phylliten des Mettautales aus. Nur an Entblößungen seiner Steilgehänge kann man die Basalbildungen des Pläners studieren. Als solche erwähnten wir schon früher [1]) Sandsteine und Konglomerate, die nur lokal entwickelt und außerdem von geringer Mächtigkeit sind. Zu den bereits aufgezählten Vorkommnissen solcher Sandsteine sind noch einzelne neue hinzugekommen. Ein solches findet sich beim Bade Rezek, östlich von Neustadt. Über dem Phyllit liegt hier ein Konglomerat, aus dem die Quelle hervorbricht, die zur Gründung des Bades Ursache gegeben hat. Das Konglomerat wird, wie hinter der Kapelle gut aufgeschlossen ist, von 7 *m* mächtigem grauen, schulpigen Cenomanpläner überlagert, der oben mergelig ist. Darüber folgt eine zirka 1 *m* dicke Glaukonitbank und dann ein mehr bräunlicher Pläner von deutlich anderer Beschaffenheit. Im anstehenden Gestein hebt sich diese Glaukonitbank überall auffällig heraus durch ihre dunkle Farbe, die rauhe, sandige Oberfläche und die dickbankige Schichtung. Sie zerfällt in dicke Klötze im Gegensatze zu den Platten und Scherben des Pläners. In gleicher Deutlichkeit zeigt ein anderer Aufschluß dasselbe Profil. Östlich von der Brücke, mit der die nach Zakravi führende Poststraße die Mettau übersetzt, liegt auf der Höhe am Waldrande eine kleine Kapelle. Von ihr führt im Bogen ein Hohlweg ins Tal hinab. Hier begegnen wir zu oberst Plänerplatten, wie sie bei Krčin gewonnen werden, darunter folgen ein entkalkter Pläner, dann graue schiefrig und graue schuppig aufblätternde Pläner, hierunter die $1/2$ *m* dicke glaukonitreiche Bank und endlich 4 *m* schiefrigen, dunkelgrauen Pläners mit Muskovitschüppchen und Andeutungen von braunen Flecken. Verwittert und durchfeuchtet, wie es immer an der Basis der Kreide der Fall ist, erweicht er.

Ungefähr in seiner Mitte ist eine fast 1 *m* dicke härtere Bank zu beobachten. Konglomerate oder Sandsteine fehlen hier; es liegt daher dieser dunkelgraue Pläner direkt dem Phyllit auf In einem kleinen Aufschluß unterhalb des Schlosses von Neustadt ist das Grundkonglomerat wieder vorhanden, die Schichten, die es überlagern, sind dieselben: dunkelgrauer, schiefriger Pläner, Glaukonitbank, *Labiatus*-Pläner.

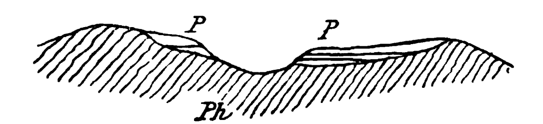
Das Gestein der mehrfach erwähnten Glaukonitbank ist ein äußerst charakteristisches. Im frischen Zustande ist es schwarzgrün, verwittert deutlich grün. Es ist ganz erfüllt von kleinen, Schießpulver ähnlichen Glaukonitkörnern. Selten sind sie ganz gleichmäßig verteilt, oft vielmehr wolkig angereichert. Häufig auch bemerkt man in dem Gesteine eckig umgrenzte Partien, die beträchtlich ärmer an Glaukonit sind. Sie geben dem Gesteine ein etwas brecciöses Aussehen.

---

[1]) Die Kreideablagerungen bei Opočno und Neustadt im östlichen Böhmen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 403.

Leicht findet man an den Gehängen die Lesesteine des Glaukonitpläners. Sie verraten auf das deutlichste die Anwesenheit des cenomanen Pläners und geben ein Hilfsmittel, seine Oberkante aufzufinden. Desgleichen sind die aschgrauen Verwitterungsprodukte des Cenomanpläners im Vergleich zu den bräunlichen Gesteinen seines Hangenden genügend charakteristisch, um den liegenden Plänerkomplex, sobald sich das Auge genügend für seine Erscheinungsweise geschärft hat, mit Sicherheit im Gelände zu verfolgen. Tut man dies, so wird man leicht bemerken, daß innerhalb des bisher betrachteten, zwischen dem von Lipichin herabkommenden Tale und dem Klopotovtale liegenden Erosionslappens der Kreide sich der cenomane Pläner nach Osten auskeilt, während sein Hangendes, der unterturone Pläner, über ihn hinaus transgrediert. Bei Bradle trifft man in dem Graben, der sich hinter dem am Waldrande liegenden Hause befindet, ungefähr 1 *m* dicke Glaukonitbänke wenig über dem Phyllit anstehend. Die Mächtigkeit der durch diese Glaukonitbänke nach oben abgeschlossenen Schicht hat sich also beträchtlich verringert. An dem südlichen und östlichen

Fig. 1.



Querschnitt durch den in eine Mulde des Phyllits eingelagerten Pläner.

P = *Labiatus*-Pläner. — *Ph* = Phyllit.

Rande des Lappens, in dem „Vochmanka" genannten Waldgebiete, fehlt der Cenomanpläner völlig.

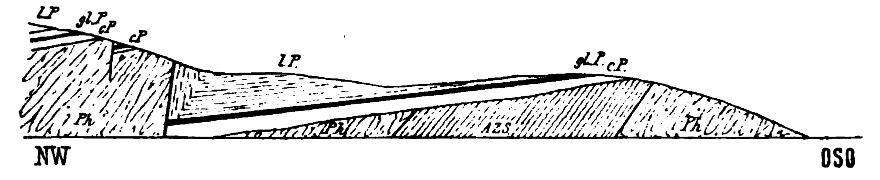
Dieselbe Erscheinung kann man an einem anderen Erosionslappen, der sich nördlich von dem soeben besprochenen in der Gegend des Studenkahofes befindet, beobachten. Zwischen Neustadt und genanntem Hofe liegt der Cenomanpläner dem Phyllit unmittelbar auf. Ein kleiner Steinbruch, in dem ich *Pecten membranaceus Nilss.* fand, ist in diesem Pläner bei dem Kreuze an der Straße geöffnet. Über dem Steinbruche findet man Lesesteine von Glaukonitpläner. Der unterturone Pläner ist in isolierten Lappen dem cenomanen Pläner aufgelagert. In der Gegend des Studenkahofes keilt sich der letztere unter dem ersteren, welcher noch bis zur Ortschaft Nousin reicht, aus. Dort bildet der *Labiatus*-Pläner die Ausfüllung einer vorkretazischen Mulde, deren Tiefenlinie auch heute ein Tälchen folgt, das sich aber noch bis in die Phyllite des Untergrundes einschneidet. Die Folge davon ist, daß bei horizontaler Schichtenlage eine dicke Plänertafel in der Tiefenlinie durchschnitten wird, während an den beiden Talrändern sich die dünne Kreidedecke ganz auflöst (vgl. Fig. 1).

Infolge von Verwerfungen, die die Kreide durchsetzen, kommt der cenomane Pläner mit seiner Glaukonitbank wiederholt auch dort

an die Oberfläche, wo bereits Turonpläner herrscht. Die Schichten sind gut aufgeschlossen an dem alten von Zakravi nach Ohnischof führenden Wege sowie an dem Nordhange des sich von Ohnischof nach Spie und Krčin erstreckenden Tales. Bis an die Sohle des Baches kommt der Glaukonitpläner herab, um dann an einer Verwerfung gegen Phyllit abzustoßen (vgl. Fig. 2).

Verfolgt man das soeben betretene Tal abwärts, so findet man kurz vor Spie an dem längs der rechten Seite langsam ansteigenden Wege gute Aufschlüsse. Auf dem Phyllit liegen die Konglomerate des Cenomans, dann folgt der graue Cenomanpläner, die Glaukonitbank, deren Gestein aber hier nicht so hart und widerstandsfähig ist, wie bei Neustadt und Rezek, und endlich der *Labiatus*-Pläner. Die dicken Platten des letzteren werden an der Luft gelblich. Häufig findet man im Bereiche seiner tiefsten Lagen rötliche bis fast ziegelrote Plänerstücke. Diese letzteren sind geradezu charakteristisch für die tiefsten Bänke des *Labiatus*-Pläners sowohl wie für den cenomanen Pläner. Gewöhnlich findet man ihre Lesesteine zusammen mit denen des Glaukonitpläners. Sie haben die gleiche weite Verbreitung wie die Glaukonit-

Fig. 2.



Ph = Phyllit. — *AZS* = Amphibol-Zoisitschiefer. — *cP* = Cenomaner Pläner.
glP = Glaukonitpläner. — *lP* = *Labiatus*-Pläner.

bank. In manchen Gebietsteilen beschränkt sich ihr Vorkommen allein auf die *Plenus*-Zone, nämlich dort, wo diese in Gestalt der schwach glaukonithaltigen, an der Luft bräunlich werdenden Plänersandsteine auftritt und wo zugleich die *Labiatus*-Stufe durch lichtgraue schiefrige Mergel oder dunkle, graue, dickbankige und kalkreiche Pläner gebildet wird. Fast allerwärts traf ich diese roten Pläner an der Grenze der cenomanen und der unterturonen Plänerstufe. Aber doch gelang es mir nie, dieselben anstehend aufzufinden. Es kann keine aus roten Plänern gebildete Schicht vorhanden sein, denn eine solche wäre in den zahlreichen Aufschlüssen, die zur Untersuchung kamen, doch einmal angetroffen worden. Der rote Pläner dürfte vielmehr das Erzeugnis der Einwirkung der Atmosphärilien sein, vielleicht eine Folgeerscheinung der Zersetzung des Glaukonits. Diese Zersetzung ging natürlich von den Klüften aus, die das Gestein durchsetzen. Ich fand denn auch, daß der Pläner und Plänersandstein nahe den Klüften mitunter schwach gerötet war, wenn auch lange nicht so stark, wie es in den roten Plänern oft der Fall ist. Auch war an Bruchstücken des roten Pläners zu beobachten, daß sich quer zur Schichtung sehr rasch

die Färbung verliert und das Gestein in normalen Pläner übergeht. Die rote Farbe des Pläners ist somit nur eine diesen glaukonitführenden Grenzschichten eigentümliche Zersetzungserscheinung. Rote Plänerschichten, wie sie im Unterturon Norddeutschlands verbreitet sind, stehen nicht an.

Östlich von der zuletzt besprochenen Gegend zeichnet sich der cenomane Pläner durch hohen Tongehalt aus. Er bildet daher ziemlich undurchlässige Böden. Als ein konzentrisch schalig zerfallender Mergel steht er östlich von der Brücke im nördlichen Teile Ohnischofs an. Herr Lehrer Kujal in Nachod fand hier einen Belemniten, den er leider nicht mehr besaß. Man wird wohl kaum fehlgehen, wenn man annimmt, daß es *Actinocamax plenus* war. Eine Reihe von größeren und kleineren Plänerlappen liegt außerhalb des zusammenhängenden Kreideareals in den Vorbergen des Adlergebirges. Teils lagern die grauen Pläner oder Plänermergel des Cenomans dem Untergrunde direkt auf, teils werden sie noch von dünnen Sandstein- und Konglomeratschichten unterteuft. Funde von *Alectryonia carinata* und *Pecten acuminatus* kennzeichnen diese letzteren als der Korycaner Cenomanstufe angehörig. Nicht immer aber sind die Konglomerate an der Basis des cenomanen Pläners als eigenes Schichtenglied und Vertreter der Korycaner Schichten aufzufassen. Dort, wo die Konglomeratbank nur geringe ($^1/_2$ *m* und weniger) Mächtigkeit hat und ihr Bindemittel ein sandig-toniges ist, dort ist sie oft nichts anderes als ein Aufbereitungsprodukt des Untergrundes an der Basis der transgredierenden Plänerschichten. Bei einer Brunnengrabung in Wanovka war deutlich zu beobachten, daß das Konglomerat an der Basis nach oben in den tonigen Pläner überging. Dieser selbst führte noch einzelne Gerölle. Überhaupt sind Gesteinssplitter und Sandkörner von bis $^1/_2$ *cm* Größe in den cenomanen Plänern und ihren Glaukonitbänken nicht selten anzutreffen.

Sehr verbreitet sind in den Feldern südlich von Ohnischof Lesesteine von rotem Plänersandstein und glankonitreichem Pläner. Anstehend findet man den Glankonitpläner als tiefste Bank des Pläners im Vapenkatale südlich von Brtva. Nicht näher bestimmbare Haifischzähne sowie *Avicula Roxelana d'Orb.* kommen hier in der Glaukonitbank vor.

Verfolgt man von Neustadt aus den Kreiderand nach Norden, so findet man in der nächsten Nähe der Stadt noch den Glaukonitpläner, weiterhin aber fehlen alle Anzeichen dafür, daß die *Plenus*-Zone noch vorhanden ist. Es liegt somit auch hier das Unterturon transgressiv auf dem Phyllit. Wieder sind rosenrote Plänerstücke sehr verbreitet und auf allen Lesesteinhaufen zu finden. Erst dort, wo sich im Liegenden der Kreide das Rotliegende einstellt, treten auch wieder die Gesteine der *Plenus*-Zone auf. Es stellen sich hier bereits Plänersandsteine ein, die denen Schlesiens sehr ähnlich sind. Handstücke, die bei Vysokov geschlagen wurden, gleichen zum Verwechseln solchen, die zwischen Bresowie und Sakisch bei Cudowa entnommen wurden. Es sind das feinkörnige und sehr gleichkörnige Tonsandsteine von



grauer etwas ins bläuliche spielender Farbe. An den Lesesteinen bemerkt man braune Eisenflecke. Einen guten Aufschluß in den betreffenden Schichten findet man an dem Steilabfalle des Pläners zwischen Wenzelsberg und Bražec, und zwar in dem tief einspringenden Winkel des Steilrandes. Die *Plenus*-Stufe ist hier einschließlich der Glaukonitbank etwa 20 *m* mächtig. Zu unterst trifft man grauen Plänersandstein, der in stumpfkantige Stücke zerfällt und an der Oberfläche ausbleicht. Darüber folgen (etwa 6 *m* unter der Glaukonitbank) ganz lichtgraue Plänersandsteine mit außerordentlich kleinen, dem unbewaffneten Auge kaum mehr wahrnehmbaren Glaukonitkörnchen. Über der Glaukonitbank liegt dichter grauer Pläner.

Lesesteine des Plänersandsteines, rötlichen Pläners und Glaukonitpläners deuten bei Vysokov an, wo die *Plenus*-Zone durchstreicht. Früher müssen hier in diesem Niveau bessere Aufschlüsse bestanden haben, denn Wolf sammelte im Glaukonitpläner *Pecten elongatus Lam.* und *Lima elongata Sow.* In den die *Plenus*-Zone überlagernden unterturonen Plänern sind Steinbrüche geöffnet, die *Inoceramus labiatus Schloth.* und *Inoceramus hercynicus Petr.* lieferten.

Bessere Aufschlüsse finden sich in größerer Zahl in der Gegend von Lhota Reschetowa Studnitz und Bakov. Die Sandsteinstufe des Cenomans ist hier allerwärts vollständig, wenn auch in geringer Mächtigkeit entwickelt. Sie zerfällt in zwei Abteilungen, von denen die untere (Perutzer Schichten) durch schwarze kohlehaltige Sandsteine und Schiefertone ausgezeichnet ist, die obere hat glaukonithaltige oder kalkhaltige Sandsteine und führt marine Petrefakte (Korycaner Schichten). Letztere besteht gerade in dieser Gegend aus dunkelgrauen Sandsteinen, die oft auch quer zur Schichtung von dunklen kohlehaltigen Streifen und Stengeln durchzogen werden und deshalb leicht mit Gesteinen der Perutzer Stufe verwechselt werden könnten. Eingehender wird auf diese Sandsteine später bei Besprechung aller Ablagerungen von Blatt Josefstadt—Nachod eingegangen werden.

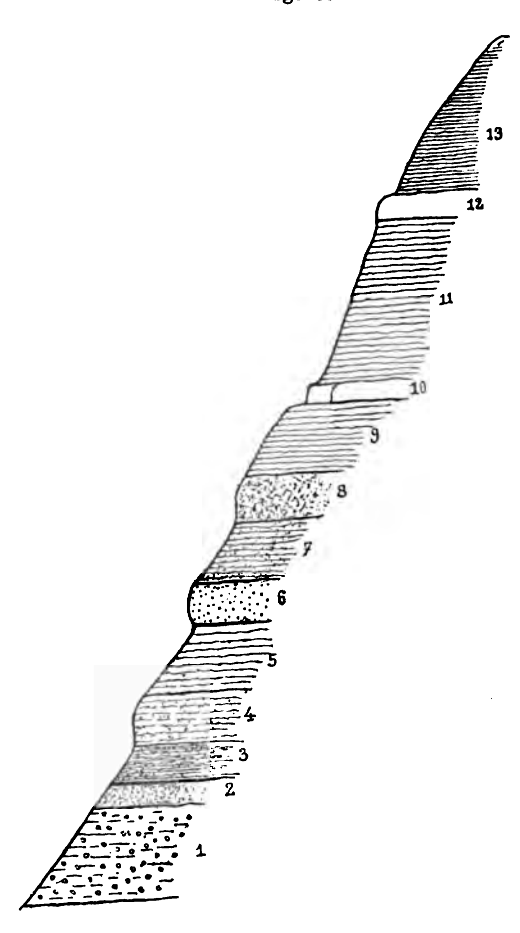
Ein vollständiges und gut aufgeschlossenes Profil durch die Cenomanstufe gibt der Steilhang am Spinkabache nördlich von Studenitz (vgl. Fig. 3).

Es gehören die Schichten 1 und 2 zum Rotliegenden, 3—5 zu den Perutzer Schichten, 6—8 zum Korycaner Quader, 9—12 zur *Plenus*-Zone, 13 zum Unterturon. Dieselbe Schichtfolge, doch stark verrollt und verwachsen, ist in dem tiefen Bahneinschnitte nordwestlich von Bakov zu beobachten.

Wie das Profil zeigt, sind hierselbst zwei Glaukonitbänke vorhanden, eine im cenomanen Pläner und eine an der Grenze gegen das Unterturon. Auch in den Eisenbahneinschnitten bei Lhota-Reschetowa und bei Woleschnitz kann man beobachten, daß dem cenomanen Pläner eine Glaukonitbank eingelagert ist. Bei letztgenanntem Orte ist der Cenomanpläner oberflächlich sehr verbreitet. Zwischen dem Spinkateiche und dem Walde südöstlich davon ist in dieser Schicht ein kleiner Steinbruch geöffnet, in dem nur zeitweilig gebrochen wird. Die Aussagen der Arbeiter lassen auf das Vorkommen von Belemniten schließen. In dem Bahneinschnitte von Woleschnitz fand Wolf *Exogyra laciniata Goldf.* Von Herrn Lehrer Tyeš (Rot-



Fig. 3.



13. Pläner, nach oben in lichtgraue schiefrige Plänermergel übergehend.

---

12. Glaukonitbank. 0·5 *m.*
11. Grauer cenomaner Pläner. 5 *m.*
10. Glaukonitbank. 0·3 *m.*
9. Grauer cenomaner Pläner. 2 *m.*

---

8. Graugrüner (glaukonitischer) Sandstein mit schwarzen Streifen. 1 *m.*
7. Schiefriger, mürber, schwarzgrauer Tonsand, wechselnd mit grauem glaukonitischen Sandstein. 2 m.
6. Harter Glaukonitsandstein. 1 *m.*

---

5. Schwarzer sandiger Ton. 2 *m.*
4. Schwarzer, schiefriger, toniger Sandstein. 1·5 *m.*
3. Fetter, schwarzer Ton. 1 *m.*

---

2. Grober rötlicher Sand. 0·5 *m.*
1. Grobkörniger Arkosesandstein. 3 *m.*

Kosteletz) erwarb ich von der gleichen Lokalität *Pecten asper Lam.* in drei Exemplaren. Derselbe fand auch in dem nördlichen, Skalka genannten Teile von Woleschnitz ebenfalls im cenomanen Pläner: *Lima cenomanense d'Orb., Pecten elongatus Lam., Pecten asper Lam.* und *Ostrea hippopodium Nills.*

Ganz allmählich hat sich in dieser Gegend der Übergang vom Plänersandstein in Pläner vollzogen. Bei Lhota-Reschetowa trifft man noch an der Straße gegen Trubiov die blaugrauen, sehr feinkörnigen Plänersandsteine. Bei Woleschnitz aber herrschen schon dunkelgraue Pläner, die noch ein verhältnismäßig (d. h. für Pläner) grobes Korn haben und durch dunklere sowie auch durch bräunliche Flecke ausgezeichnet sind. Mitunter sind diese tonreichen Gesteine an der Oberfläche gebleicht. Man findet selbst fast weiße Pläner, aus denen auch der geringe Glaukonitgehalt ganz herausgelaugt ist.

Gänzlich in den Bereich der Plänerfazies der *Plenus*-Zone fällt das tiefeingeschnittene Aupatal, das auf eine mehrere Kilometer lange Erstreckung hin unter der flach gegen die Niederungen von Böhm.-Skalitz einfallenden Kreidetafel den paläozoischen Untergrund der Kreide aufreißt. Wiederholt sind an den Gehängen zwischen den Plänern mit *Inoceramus labiatus* und den Quadersandsteinen des Cenomans die Pläner und Glaukonitbänke der *Plenus*-Zone entblößt.

Stellenweise, zum Beispiel in Slatin, hat es den Anschein, als ob der Pläner unserer Zone dem Tone der Perutzer Schichten unmittelbar aufläge. An günstigeren Aufschlüssen, wie zum Beispiel am Ufer der Aupa nördlich von der Mühle bei Ratibořitz, bemerkt man jedoch zwischen dem schwarzen, kohleführenden Sandsteine und dem cenomanen Pläner noch eine Bank von Glaukonitsandstein derselben Ausbildung, wie er auch bei Woleschnitz *Vola notabilis Münst.* führend angetroffen wurde. Ungefähr 20 *m* darüber findet man den glaukonitreichen Pläner, der die Grenze gegen das Turon bildet. Nicht überall ist die cenomane Quaderstufe unter der *Plenus*-Zone vorhanden. Zeitweilig transgrediert diese letztere und lagert beispielsweise beim Schlosse Ratibořitz dem Rotliegendkonglomerat unmittelbar auf. Mehrere Meter über ihrer Unterkante liegt die Glaukonitbank. Man trifft sie anstehend hinter dem Jägerhause sowohl, wie in dem Straßeneinschnitt beim Schlosse. Als 15—20 *m* mächtige Schicht läßt sich die *Plenus*-Zone das ganze Aupatal hinauf verfolgen. In ihr fanden sich im Waldrevier Neunkreuzen zwischen Havlowitz und Rot-Kosteletz mehrere Exemplare von *Inoceramus bohemicus Leonh.*, ferner *Cardium cenomanense d'Orb.*, *Lima spec.* und *Serpula septemsulcata Reich. u. Cotta.* (Koll. Kozak, Rot-Kosteletz.)

Deutlich läßt sich die *Plenus*-Zone vom Aupatal noch weiter gegen West verfolgen. Über dem Steilhange, mit dem die Kreidetafel im Norden endet, liegen die charakteristischen, schuppig oder zu scharfkantigen Splittern, Körnern und Klötzen zerfallenden grauen, oberflächlich wohl auch braun werdenden Pläner. Die harten, glaukonitreichen Bänke sind namentlich in der Nähe des Aupatales noch deutlich zu beobachten. Im weiteren Verlaufe aber scheint sich diese eigentümliche Gesteinsbank zu verlieren und entfällt damit hier das



sehr wichtige, die Abgrenzung gegen das Unterturon so sehr erleichternde Hilfsmittel. Nirgends konnten wir bei Passadorf und Mečov den Glaukonitpläner mehr auffinden, obwohl bei Passadorf in den Feldern noch zweifellos zum Cenoman zu stellende Plänerstücke in den Feldern umherliegen. Aber gerade hier läßt sich doch das Vorhandensein der *Plenus*-Zone mit größter Sicherheit feststellen. Dicht über dem Cenomanquader ist zwischen Prohrub und Mezleč in grauem, tonigen Pläner, ein kleiner Steinbruch angesetzt, der ein reicher Fundort für *Actinocamax plenus Blainf.* ist. Über 50 Exemplare wurden mir von dem Finder dieses Fossils, Herrn Lehrer Langer in Lhota unter Hořička, zur Untersuchung eingesendet. Sie variierten in ihrem Habitus einigermaßen. Schlankere Exemplare kommen mit stärker geblähten hier zusammen vor. Sie werden nur zeitweise, wahrscheinlich in gewissen Bänken angetroffen. In einem Handstücke lagen nicht weniger wie fünf Exemplare beisammen. Nach den zahlreichen Exemplaren, die genannter Herr besitzt, zu schließen, muß dieses Fossil hierselbst ziemlich häufig vorkommen, was in Anbetracht dessen, daß es sonst in dieser Zone immerhin selten ist, verwunderlich erscheinen möchte, wenn nicht auch anderwärts die Beobachtung gemacht worden wäre (Lambert [1]), daß die Belemnitellen in Kolonien auftreten. Außer *Actinocamax plenus* sammelte Herr Langer hierselbst: *Ptychodus mammillaris Ag.*, *Rostellaria Parkinsoni Mant.*, *Lima cenomanense d'Orb.*, *Avicula Roxelana d'Orb.*, *Exogyra lateralis Nills.*, *Exogyra conica Sow.* und *Serpula semptemsulcata Reich. u. Cotta.* Die weiter im Hangenden folgenden Pläner sind auch hier durch Vorkommen von *Inoceramus labiatus* als Unterturon gekennzeichnet [2]).

Auch noch etwas weiter westlich bei Prohrub findet man unter den entkalkten *Labiatus*-Plänern etwa 20 *m* mächtige graue Pläner, die der *Plenus*-Zone angehören. In weiterer Fortsetzung gegen West aber macht der Pläner des Cenomans einer anderen Gesteinsentwicklung (Grünsandstein) Platz, die weiter unten besprochen werden soll.

In typischer Entwicklung ist die *Plenus*-Zone, und zwar als Plänersandstein ausgebildet in der Adersbach-Weckelsdorfer Mulde und dem mit ihr im engsten Zusammenhang stehenden Kreidegraben von Cudowa und Hronov—Schwadowitz sowie dem Heuscheuer Gebirge vorhanden. Die Aufnahmen der zuerst genannten Mulde haben erst begonnen und kann daher über die Verbreitung des Plänersandsteines noch nicht eingehend berichtet werden. Es sei nur bemerkt, daß die rauhen, bräunlichen, schwach glaukonitischen Plänersandsteine auf der Höhe westlich Ober-Dřewic anzutreffen sind. Ihnen vorgelagert ist der kleine Kreidelappen des Türkenberges, woselbst im Plänersandstein *Pecten elongatus Lam.* vorkommt. Charakteristische Plänersandsteine mit der Glaukonitbank an der Grenze zum Pläner finden

[1]) Vgl. Grossouvre Recherches sur la craie sup., pag. 115.

[2]) Es ist unrichtig, wenn Jahn (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 303) Hořička als Fundort des *Actinocamax plenus* anführt. Zweifellos liegt bei seinem aus zweiter Hand erworbenen Stücke eine Verwechslung mit dem nahe bei Hořička gelegenen Mezleč vor. Hořička liegt vielmehr schon auf Kreidemergeln, die wohl bereits der *Brongniarti*-Stufe angehören dürften.

sich über dünnen Glaukonitsandsteinbänken auch westlich von Johnsdorf und von Ober-Adersbach vor. Unter der *Labiatus*-Stufe wurde der Plänersandstein bei Liebenau angetroffen, woselbst ebenso wie bei Bohdisch die roten Plänersandsteine als Lesesteine oft aufzufinden sind. Hier, ebenso wie bei Hutberg ist der Plänarsandstein gelblichbraun, quarzreich und enthält reichlich sehr kleine Glaukonitkörnchen eingesprengt. Sein Gestein ist der Verwitterung gegenüber ziemlich widerstandsfähig, die Felder, unter denen er hindurchstreicht, daher recht steinig. Am Pickensteig westlich von Hutberg fand Frič[1]) einige Fossilien. Ich konnte dieselben in Prag sehen und kam zur Überzeugung, daß *Pecten Nilssoni Goldf.*, *Exogyra lateralis Nilss.* aus dem Plänersandsteine stammen. Der *Inoceramus labiatus* dürfte dagegen aus ihrem Hangenden herrühren.

Westlich von Barzdorf trifft man den Plänersandstein mit der Glaukonitbank im Hangenden anstehend an. Lesesteine verraten ihn an den Steilhängen des Quaders bei Kaltwasser. An dem Wege, der in den großen Steinbruch an der Wünschelberger Lehne führt, streichen die gelblichen, zuweilen geröteten, schwach glaukonitischen, dicken Bänke zutage aus. Im Hangendsten ist der Glaukonit angereichert. Darüber folgt grauer, dünnschichtiger Pläner, der im Gegensatz zum Plänerandstein stark quergeklüftet ist. In der weiteren Fortsetzung der Wünschelburger Lehne wurde der Plänersandstein noch bei Kol. Hirschzunge unweit Albendorf gut aufgeschlossen angetroffen. Auch hier ist sein Hangendes glaukonitreich, wenn auch nicht so stark wie die typischen Glaukonitbänke. Auch sind hier die glaukonitreichen Bänke mächtiger als sonst entwickelt. Zugleich ist hier im Schutte viel roter Plänersandstein vorhanden.

Auf der jenseitigen böhmischen Seite des Heuscheuer Gebirges ist der Plänersandstein bei Straußenei anzutreffen, er unterteuft hier die dicke Plänertafel von Bukowina[2]). Zwischen Zdarek und Sedmakowitz überwölbt er zugleich mit der ihn unterlagernden dünnen Quaderdecke den Karbonaufbruch. Ich fand hierselbst einen Hohldruck von *Actinocamax plenus Blainf.* Das herrschende Gestein ist auch hier der quarzreiche, rauhe, gelblichbraune Plänersandstein mit vielen sehr kleinen Glaukonitkörnern. Dieselben Gesteine treten in dem weiten Talkessel von Mölten—Machau wieder zutage. Unmittelbar über denselben fand ich bei der Mühle nördlich Mölten in dem grauen, dünnschichtigen Pläner *Inoceramus labiatus*[3]). Etwas abweichend sind dagegen die Gesteine der *Plenus*-Zone, die man bei der Kirche von Machau antrifft. Sie sind, wie es der Plänersandstein in ganz frischem Zustande wohl immer ist, von grauer Farbe, dabei quarzitisch und infolgedessen besonders hart. An der Grenze zum Pläner ist auch hier die Glaukonitbank zu beobachten.

Südlich von dem Straußenei—Hronover Karbonaufbruche liegt der Graben von Cudowa, der nach NW in den schmalen Hronov–Parschnitzer

---

[1]) Weißenberger Schichten, pag. 44.

[2]) Vgl. meine Kartenskizze in: Zur neuesten Literatur des böhmisch-schlesischen Grenzgebietes. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 537.

[3]) Zur Geologie des Heuscheuer Gebirges. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 263.

Graben übergeht[1]). Cenoman und somit auch der Plänersandstein des Grabens von Cudowa wurde in der bereits eingangs erwähnten Arbeit Michaels ausführlich geschildert. Über 20 Arten, darunter *Actinocamax plenus* in drei Exemplaren, wurden von Michael im Plänersandstein hauptsächlich der Umgebung Lewins gefunden. Die 1·25 *m* starke Glaukonitbank ist nach den Schilderungen Michaels an der Grenze gegen den turonen Pläner allerwärts ebenso vorhanden, wie ich es in Böhmen wieder gefunden habe.

Naturgemäß bilden die steil aufgebogenen Ränder des Hronov—Parschnitzer Grabens gute Profile, die über den Verband der *Plenus*-Zone Aufschluß geben. Man findet dieselbe allenthalben zwischen den Quadersandsteinen des Cenomans und grauen Plänermergeln oder harten, gelblichbraunen kieseligen Plänern, die sich durch vereinzelte Fossilfunde als Unterturon zu erkennen geben, eingeschlossen. Bei Zbečnik westlich von Hronov gelang es einige Fossilien aufzufinden. Der Fundort liegt südlich des Buchstaben „b“ im Worte Zbečnik auf der Karte 1:75.000. Ein von Osten kommender Weg steigt auf den Rücken südlich des Dorfes hinan und nimmt in einem Bogen an der bezeichneten Stelle die Höhe, wobei er die Pläner-, Quader- und Rotliegendschichten ausschneidet. Über dem 6 *m* mächtigen, stark zerdrückten Cenomanquader liegt 1 *m* schiefrigen, dunkelgrauen, stark sandigen Plänersandsteines. Dann kommt die 3 *m* dicke fossilführende Schicht. Sie besteht aus bräunlichem, etwas glimmerhaltigem, stark sandigem Schieferton, der von 5 *m* starkem bräunlichen, feine Glaukonitkörnchen führenden Plänersandstein überlagert wird. Auf letzteren folgt ein harter grauer, zum Teil dickbankiger Pläner. Der Aufschluß lieferte mir folgende Fossilien: *Vola notabilis Münst.*, *Vola aequicostata Lam.*, *Pecten virgatus Nilss.*, *Lima Sowerbyi Gein.*, *Lima pseudocardium Reuss.* und *Exogyra conica Sow.* Unter diesen Petrefakten waren die beiden Arten von *Vola* am häufigsten anzutreffen. Auch an dem dieser Stelle gegenüberliegenden Flügel der Mulde findet man den 12 *m* mächtigen Plänersandstein aufgeschlossen. Die Glaukonitbank traf ich hier nicht an, wohl aber ist sie in der weiteren Fortsetzung des Grabens von Ober-Kosteletz an allerwärts zu beachten. Gut ist die glaukonitische Grenzbank an der Straße im Dorfe Hertin sowie im Eisenbahneinschnitte am oberen Ende des genannten Dorfes aufgeschlossen. Darin fand sich hierselbst *Alectryonia carinata Lam.* in zwei Exemplaren, ein Beweis dafür, daß diese Grenzbank selbst noch zum Cenoman gestellt werden darf. Ein kleiner Steinbruch, der unweit davon in der *Plenus*-Zone angesetzt ist, lieferte überdies noch *Inoceramus bohemicus Leonh.* Das herrschende Gestein ist hier nicht mehr der Plänersandstein, sondern ein dunkelgrauer, sandiger Pläner. Infolge der intensiven Störungen, die die Kreide erfahren hat, ist er stark zerdrückt. Gleichsam eine Breccie bildend, sieht man seine Schichten bei der Kirche von Hertin neben der Verwerfung anstehen. Überlagert wird der Pläner in dieser Gegend von sehr harten, kieseligen Plänern der *Labiatus* Stufe. Da der cenomane Pläner nicht so widerstandsfähig ist, bildet

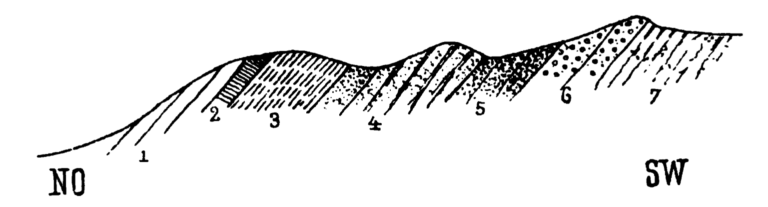
[1]) Vgl. das Bruchgebiet der Mittelsudeten westlich der Neißesenke. Zeitschr d. Deutsch. geol. Ges. 1904, pag. 217.



sein Ausstrich häufig flache, schmale Depressionen zwischen den genannten kieseligen Plänern und den oft ebenfalls sehr harten Quadersandsteinen des Cenomans. Häufig überschottert der kieselige Pläner ganz den Ausbiß der *Plenus*-Zone und ist dieselbe dann, namentlich wenn es an Aufschlüssen fehlt, nicht immer leicht festzustellen. Aufschlüsse sind aber glücklicherweise an den beiden Ränder des Plänergrabens in großer Zahl vorhanden. Beyrich hat die kieseligen Pläner noch als Plänersandstein kartiert. In der Tat haben sie damit eine gewisse Ähnlichkeit, namentlich durch ihre gelbliche Farbe und das oft fleckige Aussehen. Es fehlen ihnen aber die kleinen Glaukonitkörnchen des Plänersandsteines. Da der kieselige Pläner bereits *Inoceramus labiatus* führt und da er über zweifellosen Äquivalenten des Plänersandsteines liegt, ist es ausgeschlossen, ihn mit diesem zu vereinigen; er gehört vielmehr bereits zum Unterturon.

Das Auftreten der *Plenus*-Zone in dem nordwestlichen Teile des Kreidegrabens illustrieren die nachfolgenden drei Profile.

Fig. 4.



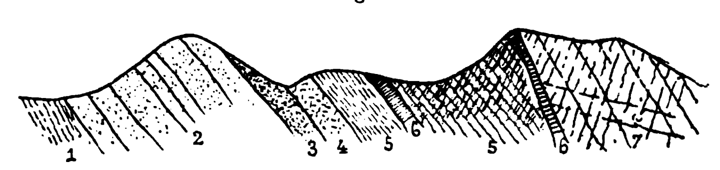
1. Unterturoner Pläner.
2. Glaukonitbank.
3. Cenomaner Pläner.
4. Weißer Kaolinsandstein mit groben roten Quarzkörnern und dünnen dunkelrotbraunen Lagen.
5. Quarzitischer Sandstein.
6. Cenomankonglomerat.
7. Rote Sandsteine und weiße Arkosen des Rotliegenden.

Die Figur 4 ist auf der Höhe südlich Batnovic bei der Kratkovka genannten Einschicht entworfen. Es ist hier nur eine Glaukonitbank, und zwar wie immer an der Grenze gegen die *Labiatus*-Stufe vorhanden. Im anderen Muldenflügel, dem vorher beschriebenen Profile gerade gegenüber, findet sich in den tieferen Teilen des cenomanen Pläners in dem an der Vodolov—Hertiner Straße gelegenen Aufschluß noch eine zweite Glaukonitbank (Fig. 5). Die Störung der Schichten ist hier am Fuße des Karbongebirges sehr intensiv. Die hangenden Teile der *Plenus*-Zone und der *Labiatus*-Pläner sind stark zerklüftet.
Eine kleine Verwerfung setzt an der Grenze beider auf.

Wiederholt sind dieselben Schichten in der Nachbarschaft aufgeschlossen. Sie wurden auch in einem nahegelegenen Brunnen durchteuft und vom Idastollen dicht am Eingange durchfahren. Im Orte Klein-Schwadowitz stehen die Schichten sowohl an der Dorfstraße wie

bei der deutschen Schule an. Hierselbst findet man in der tieferen Glaukonitbank einige allerdings schlecht erhaltene Fossilien. Ich konnte darunter *Pecten Galliennei d'Orb.* und *Pecten membranaceus Nilss.* bestimmen. Jenseits, westlich der einen Bildstock tragenden Anhöhe, stehen diese Schichten wiederum an. Auch hier finden sich Fossilien vor (*Exogyra haliotoidea Sow.*, *Pecten orbicularis Sow.* und *Vola notabilis Münst.*). Frič [1]) sammelte bei Schwadowitz eine Reihe von Petrefakten. Leider ist der genaue Fundort nicht angegeben, ja es bleibt fraglich, ob alles, was dieser Autor anführt, von einer einzigen Lokalität herstammt. Der Beschreibung nach möchte man vermuten, daß Frič in den Plänermergeln gesammelt hat, die den kieseligen Pläner überlagern; für diesen Fall wäre seine Kollektion sehr wertvoll und würden die Fossilien das beweisen, was mir aus anderen Gründen wahrscheinlich erscheint, nämlich daß dieser Mergel bereits der *Brongniarti*-Stufe

Fig. 5.



7. Harter kieseliger *Labiatus*-Pläner, stark zerklüftet.
6. Glaukonitbänke.
5. Cenomaner Pläner, in den hangenden Teilen stark geschiefert, 15 *m* mächtig.
4. Dunkelgrauer, glaukonitführender Quader (nur Lesesteine).
3. Schwarzer Quadersandstein.
2. Mittel- bis grobkörniger weißer Quadersandstein mit Fucoiden.
1. Rotliegendes (nicht aufgeschlossen).

angehört. Soweit das Gestein der Fossilien einen Anhaltspunkt gibt (dank der Liebenswürdigkeit der Herren Prof. Dr. A. Frič und Dr. J. Perner konnte ich die Kollektion wiederholt in Prag genauer besichtigen), bin ich jedoch der Überzeugung, daß einzelnes davon der *Plenus*-Zone angehört. Dies gilt für (*Pecten laminosus* =) *Pecten orbicularis Sow.* (*Vola longicauda* =) *Vola notabilis Münst.*, *Lima elongata*, *Inoceramus* (*Brongniarti* =) *bohemicus Leonh.* und *Exogyra lateralis*. Hiermit steht eine frühere Bemerkung desselben Verfassers [2]) im Einklang, wonach er vermutet, daß die schwarzgrauen Pläner, die den Quadersandstein überlagern und welche ziemlich zahlreich *Pecten orbicularis* und *Vola notabilis* geliefert haben, „wohl in ihrer unteren Partie auch noch zu den Korycaner Schichten gehören". Von dieser, unserer Ansicht nach richtigen Beurteilung scheint nach obigem der Verfasser später abgewichen zu sein.

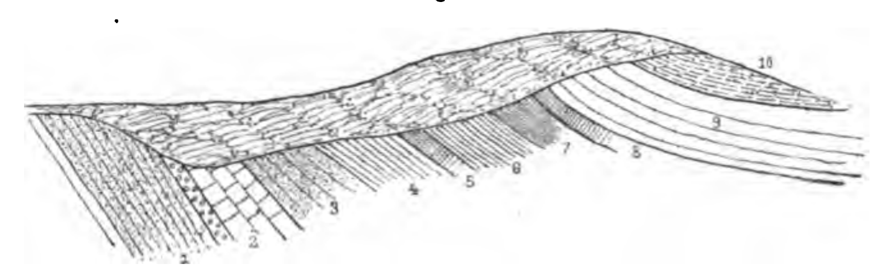
---

[1]) Weißenberger Schichten, pag. 45.
[2]) Korycaner Schichten, pag. 215.

Es ist sehr bedauerlich, daß die Vermengung der Fauna zweier Schichten, die damals allerdings als solche nicht allgemein anerkannt und unterschieden wurden, den Wert dieser kleinen Kollektion stark beeinträchtigt.

Bemerkenswert ist, daß die cenomanen Pläner hierselbst kalkhaltig sind. In gleichem Maße ist das bei den Gesteinen, die unmittelbar neben dem großen Steinbruche in der Nähe des Erbstollens anstehen, der Fall. Die grauen cenomanen Pläner, in denen ich daselbst ebenfalls *Pecten orbicularis Sow.* antraf, sind sehr weich und infolgedessen am Hange meist verrollt. Überlagert werden sie von grauen Plänermergeln, die im Hangenden eine glaukonitreiche Bank an der Grenze gegen den kieseligen *Labiatus*-Pläner führen. Da auch die

Fig. 6.



10. Plänermergel.
9. Kieseliger Pläner mit *Inoceramus labiatus Schloth.*
8. Glaukonitführender Pläner.
7. Grauer toniger Plänermergel.
6. Dunkelgrauer Cenomanpläner mit *Pecten orbicularis Sow.*
5. Sandige Glaukonitbank.
4. Dunkelgrauer Cenomanpläner.
3. Glaukonitführender Quader.
2. Harter weißer Quader.
1. Rotliegendkonglomerat.

Glaukonitbank nicht mehr aus so hartem Gesteine wie zum Beispiel in der Gegend von Neustadt a. d. Mettau besteht, ist die Zone ohne Aufschlüsse nur bei großer Aufmerksamkeit zu finden. Beim Erbstollen ist, wie ich durch Schürfungen feststellen lassen könnte, die in Fig. 6 wiedergegebene Schichtfolge zu beobachten. Die Mächtigkeit der *Plenus*-Zone beträgt hier etwa 15 *m*.

Die Sandsteinfazies der Plenus-Zone.

In der Gegend von Kukus, Königinhof und Hořitz fehlen der cenomane Pläner und der Plänersandstein. An ihre Stelle tritt ein äußerst charakteristischer Grünsandstein. Er ähnelt auffallenderweise den glaukonitführenden Plänersandsteinen des Tharandter Waldes und

von Pennrich bei Dresden, Gesteine, die ebenfalls ein sandiges Äquivalent des cenomanen Pläners, der Zone des *Actinocamax plenus* sind [1]).

Die sandige Fazies der *Plenus*-Zone beginnt westlich von Prohrub und Hořička. Sie zeigt sich zuerst in dem tiefen, die ganze Kreidetafel durchschneidenden Schwarzbachtale.

Dicht unterhalb der Walzenmühle zwischen Chwalkowitz und Untergrund streichen über dem Quader der Korycaner Schichten glaukonitreiche Tonsande aus. Sie sind so reich an Glaukonit, daß es sich wohl lohnen könnte, dieselben als Kalidünger namentlich auf den schweren Kreidemergelböden, die südlich unweit Chwalkowitz beginnen, zu verwerten. Die Mächtigkeit dieser Tonsande war nicht festzustellen, da sie in nur ganz unbedeutenden Aufschlüssen sichtbar wurden. Ihrem Habitus nach stehen diese Tonsande zwischen dem Pläner und dem Glaukonitsandsteine und man darf daher annehmen, daß beide Fazies durch allmählichen Übergang miteinander verknüpft sind. Das Hangende der Tonsande bilden Pläner mit *Inoceramus labiatus*.

Weiter talaufwärts, also in nordwestlicher Richtung, ist der Glaukonitsandstein von Zdař angefangen bis Bělaun zu beobachten. Er liegt zwischen Quadersandsteinen, die in ihrer Fortsetzung Petrefakten der Korycaner Schichten geliefert haben, und einem sehr feinsandigen Pläner mit *Inoceramus labiatus*, hat also dieselbe Position wie der cenomane Pläner und Plänersandstein.

Der Glaukonitsandstein ist ein sehr feinkörniger, grauer oder bräunlicher Sandstein, der in Bänken von meist $^1/_2$ *m*, selten bis 1 *m* Dicke abgelagert ist. Er ist sehr viel feinkörniger als die ihn unterteufenden Korycaner Quader, besitzt reichlich toniges Bindemittel und zahlreiche sehr feine Glaukonitkörnchen, die jedoch nur dem aus der Nähe betrachteten Gesteine einen grünlichen Farbenton verleihen. Sein Gefüge ist sehr gleichmäßig und eignet er sich daher zu Werksteinen, die aber nicht sehr wetterbeständig sind. Wegen seines Ton- und Glaukonitgehaltes liefert er keinen unfruchtbaren Boden, wie es sonst bei Kreidesandsteinen der Fall ist. Infolge seiner tiefgründigen Verwitterung ist in Steinbrüchen in der Regel ein ziemlich beträchtlicher Abraum zu bewältigen. Die Bänke des Glaukonitsandsteines werden meist durch dünne Letten oder Sandlagen scharf gesondert. An der Grenze gegen den darunterliegenden Cenomanquader bemerkt man meist (regelmäßig in der Umgebung von Gradlitz) eine Tonsandschicht von $^1/_2$ *m* Dicke. Die Mächtigkeit des Glaukonitsandsteines beträgt im Durchschnitte 20 *m*.

Vollständigen Aufschluß über die Position des Glaukonitsandsteines gibt sehr klar die Gegend von Schlotten. Als tiefstes Kreideglied hat man daselbst bei einer Brunnenbohrung (nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Lehrer J. Borufka in Gradlitz) die kohleführenden Schiefertone der Perutzer Schichten angefahren. Überlagert werden dieselben von zirka 25 *m* Korycaner Quader mit *Pygurus*

---

[1]) Vgl. W. Petrascheck. Studien über Faziesbildungen im Gebiete der sächsischen Kreideformation. Abhandl. d. naturw. Gesellsch. „Isis". Dresden 1899, pag. 46.



Lampas de la Beche, *Catopygus albensis Gein.* (nach Funden des Herrn Lehrer Müller, Grabschütz) und *Vola aequicostata Lam.* Darüber folgt der Glaukonitsandstein und dann ein grauer Pläner, in dem genannter Herr Müller in Grabschütz *Mammites michelobensis Lbe.* u. *Brnd.*, *Inoceramus labiatus Schloth.* und *Inoceramus hercynicus Petr.* fand. Etwas elbaufwärts ist bei Stangendorf im Glaukonitsandstein ein kleiner Steinbruch geöffnet. Aus demselben verdanke ich Herrn Bürgerschuldirektor Neumann *Alectryonia carinata Lam.*, *Vola quinquecostata Sow.*, *Vola quadricostata Sow.*, *Vola aequicostata Lam.*, *Pecten elongatus Lam.*, *Pecten asper Lam.* und *Acanthoceras Mantelli Sow.*, überdies sammelte Herr Borufka große Exemplare von *Gervillia solenoides*[1]) *Defr.* sowie *Rhynchonella dimidiata Sow.* Nördlich von Stangendorf findet man zwischen Gradlitz und Grund einige Steinbrüche in dieser Sandsteinzone. Leicht bemerkt man in ihnen die daselbst häufige *Exogyra columba Lam.*, daneben auch *Vola aequicostata Lam.* Von Gradlitz aus läßt sich der Glaukonitsandstein längs der unteren Grenze des *Labiatus*-Pläners als ein nicht aussetzender Horizont verfolgen. Aber auch südlich vom Elbetale tritt er an einigen Stellen unter der ausgebreiteten Lößbedeckung hervor, so nördlich von Salnai und bei Welchow. Größere Ausdehnung besitzt er auf dem westlich an Blatt Josefstadt grenzenden, noch nicht aufgenommenen Blatte Jičin—Hořitz. Hier liegt Dubenetz, wo schon Wolf Fossilien sammelte. Herr Borufka besitzt von dieser Lokalität *Vola aequicostata Lam.*, *Pecten asper Lam.*, *Exogyra columba Lam.* und *Rhynchonella dimidiata Sow.* Nördlich von dem benachbarten Laužan kann man in einem hart an der Grenze des turonen Plänermergels gelegenen Steinbruche die hangendsten Schichten des Glaukonitsandsteines beobachten. Unter der Decke diluvialer Schotter bemerkt man 30 *cm* braunen Lettens. Dann folgt $^1/_2$ *m* grauer, toniger, feiner Sand, hierunter 1·5 *m* dunkelgrauer mürber Sandstein mit dünnen eisenschüssigen Lagen. Dieser wird von dem hier in 8 *m* Mächtigkeit aufgeschlossenen Glaukonitsandstein, der reich an *Exogyra columba Lam.* ist, unterteuft. Vor und jenseits der Verwerfung des Chlumberges taucht der Glaukonitsandstein, in dem ich hier *Alectryonia carinata Lam.* fand, bei Hořitz abermals empor. Sehr charakteristisch ist dasselbe Niveau in dem großen Steinbruche von Březowitz bei Hořitz aufgeschlossen. Die liegenden, eigentlichen Korycaner Quaderschichten, die hier abgebaut werden, sind ebenfalls als Grünsandstein entwickelt. Sie sind mittelkörnig und sofort von unseren Glaukonitsandsteinen zu unterscheiden. Ihre Bänke, die sehr schöne Kreuzschichtung zeigen, führen mitunter in Menge eigentümliche, an Spongiten erinnernde, von Glaukonit umhüllte stenglige Gebilde, wie ich sie ganz ebenso in den tiefsten Bänken des Glaukonitquaders der Zone der *Alectryonia carinata* von Kunnersdorf bei Dresden antraf. Immer liegen diese Gebilde in der Schichtung im Gegensatze zu den als *Spongites saxonicus Gein.* bekannten Resten, die häufig das Gestein quer zur Schichtung durchziehen. Viel feinkörniger ist der darüber lagernde Glaukonitsandstein. Seine tieferen Bänke sind plattig und haben Lettenzwischenlagen, die hangenderen sind so fein-

[1]) Von denen er eines unserer Anstalt als Geschenk überließ.

körnig, daß man sie schon als Plänersandstein bezeichnen kann. Dieser ist recht zäh und zerfällt bei der Verwitterung zu Knollen.

Die stratigraphische Position dieser Glaukonitsandsteinzone läßt somit keinen Zweifel daran, daß es sich hier um ein sandiges Äquivalent der cenomanen Pläner und des Plänersandsteines Beyrichs handelt. Der Leithorizont, von dem man bei der Beurteilung des Alters der anderen Zonen ausgehen muß, ist der *Labiatus*-Pläner; direkt unter ihm findet man in dem einen Gebiete den Glaukonitsandstein, in einem anderen den Pläner mit *Actinocamax plenus*, in einem dritten den Plänersandstein mit dem gleichen Leitfossil.

Labiatus-Pläner	*Labiatus*-Pläner	*Labiatus*-Pläner
Glaukonitsandstein	Cenomaner Pläner	Cenoman.Plänersandst.
Cenomanquader (marin)	Cenomaner Sandstein (marin)	Cenomanquader (marin)
Perutzer Schichten	Perutzer Schichten	Perutzer Schichten

Der Beweis wäre noch vollständiger, wenn aus dem Glaukonitsandsteine auch der Nachweis des Vorkommens von *Actinocamax plenus* erbracht werden würde. Dies ist aber bisher nicht gelungen. Sicher ist, daß man nur Hohldrücke des Rostrums erwarten kann. In Sachsen, wo ganz analoge Verhältnisse bestehen, dürfte dieser Nachweis erbracht sein. Geinitz[1]) erwähnt nämlich aus dem feinkörnigen Sandsteine von Goppeln, der ebenso wie unser Glaukonitsandstein ein Faziesgebilde des cenomanen Pläners ist, Abdrücke eines Belemniten.

Wie in Sachsen besteht in dem bisher kartierten Gebiete ein allmählicher Übergang zwischen den Fazies der *Plenus*-Zone. Nur für Teile der Adersbach-Weckelsdorfer Mulde bleibt zu untersuchen, ob etwa auch noch eine sich auskeilende Wechsellagerung in Frage kommt, so daß die *Plenus*-Zone lokal sowohl aus einer Glaukonitsandstein- wie aus einer Plänersandsteinschicht aufgebaut wird.

Beobachtungen, die er in der Umgebung von Lewin machte, führten Michael[2]) zu der Annahme, daß der Plänersandstein partiell ältere Glieder der dortigen Kreide vertrete, gerade so wie man es früher in Sachsen vom Carinatenquader und Carinatenpläner annahm. Für diese letzteren beiden trifft aber, wie ich gezeigt habe[3]), eine solche Vertretung nicht zu. Ich hatte nicht Gelegenheit, Michaels Wahrnehmnngen auf diese Frage hin zu prüfen, auch habe ich nicht genug Erfahrungen über Michaels „glaukonitischen, spongitenreichen Quadersandstein", um entscheiden zu können, ob er mit unserem oben erwähnten Glaukonitsandstein identisch ist. Sollte das der Fall sein (ich bemerke, daß mir *Spongia saxonica Gein.* nie darin aufgefallen ist), so würde er nicht dem unteren Quadersandsteine Geinitz' (Carinatenquader) gleichzustellen sein, wie Michael annimmt. Dieser dürfte vielmehr in dem groben, kalkigen Sandsteine von Cudowa zu suchen sein, einer Gesteinsausbildung, der ich in Sachsen nie und

[1]) Charakteristik pag. 34.
[2]) l. c. pag. 226.
[3]) l. c. pag. 16.

in Böhmen erst zweimal begegnet bin, nämlich am Gehänge des Klopotovtales südlich vom Bade Rezek bei Neustadt a. d. Mettau und bei Prowoz südöstlich von dieser Stadt.

Die Plenus-Zone in weiteren Teilen Ostböhmens.

Anhaltspunkte dafür, daß sich die *Plenus*-Zone noch über viel weitere Strecken verfolgen läßt, als sie durch obige Schilderungen umfaßt werden, gibt schon die Karte Beyrichs und lehrten ebenso einige in die angrenzenden Gebiete unternommenen Touren. An mehreren Stellen zwischen Rovensko und Bohdankov bei Liebenau verzeichnet Beyrich den Plänersandstein zwischen dem Cenomanquader und dem Turonpläner. Unverkennbar traf ich die Zone bei Louček an, woselbst sie aus gelblichen, feine Glaukonitkörnchen führenden Plänersandsteinen besteht, die, wie es die Regel ist, sich im Terrain nicht herausheben, aber bei einiger Aufmerksamkeit leicht zu erkennen sind. Den Führern des IX. Internationalen Geologenkongresses A. Slavik, J. N. Woldřich und Ph. Počta[1]) ist diese Zone anscheinend vollständig fremd geblieben, denn sie erwähnen dieselbe mit keinem Worte und verzeichnen an ihrem Ausstriche, den alten Aufnahmen der Reichsanstslt folgend, Lehm. Auch bei Liebenau ist die Zone, wenngleich in teilweise etwas veränderter Ausbildung, vorhanden. Es verdient hervorgehoben zu werden, daß sie hier von Zahálka[2]), der die Profile dieser Gegend neu untersucht hat, im Gegensatze zu Frič verkannt wurde. Zahálka findet hier auf Grund der Ähnlichkeit mancher Gesteine Vertreter seiner Zonen III, IV und V, die dort, wo sie aufgestellt wurden, unter- und mittelturone Schichten umfassen. Frič stellte die Schichten ganz richtig zum Cenoman.

Von unserem eingangs beschriebenen Aufnahmegebiete nach Südosten gehend, trifft man die *Plenus*-Zone in charakteristischer Weise in der Umgebung von Rokitnitz wieder an, woselbst sie bereits von Beyrich kartographisch ausgeschieden wurde. In einem dazwischen liegenden Landstriche, westlich von Opočno, habe ich sie nicht auffinden können[3]). Es liegt dort über einem nur lokal entwickelten, glaukonitführenden Quader ein Konglomerat, aus dem ich *Vola aequicostata Lam.* und *Vola phaseola Lam.* hervorholte. Auf das Konglomerat folgt Plänermergel mit *Inoceramus labiatus.* Erneute Begehungen, zu denen wir schon in diesem Jahre zu kommen hoffen, werden zu zeigen haben, ob hier etwa das Konglomerat die *Plenus*-Zone vertritt oder ob vielleicht eine Lücke in der Schichtfolge vorhanden ist.

Von Přim zwischen Rokitnitz und Reichenau besitzt die geologische Reichsanstalt (Koll. Wolf) in typischen, bräunlichen, glaukonitreichen Plänersandstein *Pecten asper. Lam.* Auch bei Bredau östlich Geiersberg ist die Zone in charakteristischer Ausbildung und an-

---

[1]) Exkursion in die Kreide Böhmens.

[2]) Pasmo IX. Křidového útvaru v Pojizeři. Sitzungsber. d. k. böhm. Ges. d. Wissensch., math.-naturw. Kl. 1903, pag. 120.

[3]) Vgl. Die Kreideablagerungen bei Opočno und Neustadt im östlichen Böhmen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1901, pag. 403.

scheinend fossilreich vorhanden. Wolf fand in dem Graben südlich des Ortes nachfolgende Fossilien eingeschlossen in einem grauen, glaukonitischen Kalksandsteine, der, wie es im Plänersandsteine oft der Fall ist, häufig bis erbsengroße Gesteinssplitter und Quarzkörner enthält: *Cribrospongia cf. subreticulata Münst.*, *Rhynchonella dimidiata Sow.*, *Pecten membranaceus Nilss.*, *Pecten laevis Nilss.*, *Lima cenomanense d'Orb.*, *Exogyra lateralis Nilss.* und *Ostrea hippopodium Nilss.* Die südlich dieser Gegend liegenden Landstriche wurden durch Tietze einer Neuaufnahme unterzogen, die zwar der Frage nach Abtrennung eines cenomanen Plänerkomplexes nicht näher getreten ist, die aber doch weitere Anhaltspunkte dafür erbracht hat, daß die Verhältnisse auch hier ganz ähnliche sind, eine Vermutung, die durch Begehung des Profils von Böhmisch-Trübau nach Zohsee bei Landskron an Wahrscheinlichkeit gewann. Schon Frič [1]) hat darauf hingewiesen, daß die Pläner von Zohsee sehr an Gesteine von Bohdisch bei Weckelsdorf erinnern. Diese letzteren aber gehören dem Plänersandsteine der *Plenus*-Zone an. Die Fossilien, die Frič sowohl wie Tietze [2]) von Zohsee erwähnen, lassen mehr auf turone wie auf cenomane Schichten schließen. Es befinden sich aber namentlich in dem Material der geologischen Reichsanstalt eine Anzahl unzuverlässiger Bestimmungen. Die Revision der letzteren (sie rühren von Jahn her) sowie die Durchsicht des Materials des böhmischen Museums zu Prag, die mir von Herrn Professor Dr. A. Frič und Dr. J. Perner in dankenswerter Bereitwilligkeit ermöglicht wurde, sowie endlich diejenige der reichhaltigen Suite des Landskroner Gymnasiums, die hier untersuchen zu können ich dem Entgegenkommen des Herrn Prof. Dr. von Pausinger zu verdanken habe, ergab, daß nachfolgende Arten von Zohsee als sicher zu gelten haben: *Inoceramus bohemicus Leonh.*, *Avicula Neptuni Goldf.*, *Pinna decussata Goldf.*, *Pecten Kalkowskyi nov. spec.*, *Pecten decemcostatus Gein.*, *Pecten pexatus Woods.*, *Lima cenomanensis d'Orb.*, *Lima costicillata nov. spec.*, *Exogyra columba Lam.*, *Exogyra lateralis Nilss.*, *Ostrea hippopodium Nilss.* Von diesen Fossilien sind *Pecten decemcostatus* und der diesem nahestehende und erst kürzlich von Woods beschriebene *Pecten pexatus* Arten des Turons. Die übrigen Fossilien kommen zum Teil ausschließlich im Cenoman vor, zum Teil auch sind sie gerade im Niveau des *Actinocamax plenus* (*Lima cenomanensis*) recht verbreitet. Auf Grund der Fauna wäre es somit nicht ausgeschlossen, daß der Pläner der Steinbrüche von Zohsee noch ins Cenoman gehört. Sehr wahrscheinlich ist dies von dem Pläner, der im Bürgerwalde östlich dieser Steinbrüche verbreitet ist, denn hier fand ich glaukonitführende Plänersandsteine und rote Pläner, die ganz den Eindruck der Gesteine machen, die auf Blatt Nachod die *Plenus*-Zone bilden. Auf rote Pläner stieß auch Tietze [3]) am roten Hübel östlich von Mährisch-Trübau und bei Michelsdorf. Von Dittersdorf bei

---

[1]) Iserschichten (Archiv für die naturwissensch. Landesdurchforschung von Böhmen. Bd. V), pag. 60.

[2]) Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Landskron und Gewitsch. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 51 (1901), pag. 589.

[3]) l. c. pag. 641 und 582.

Mährisch-Trübau erwähnt derselbe Autor[1]) ein fossilreiches Gestein. In einer kleinen von ihm gesammelten Probe bestimmte ich (abgesehen von Bryozoen) *Micrabacia coronula Goldf.*, *Pecten virgatus Nilss.* und *Lima intermedia d'Orb.* Es ist sehr zu bedauern, daß dem Auftreten der Fossilien nicht weiter nachgeforscht wurde, um das Alter des Pläners sicherzustellen. Im Gegensatze zu Tietze, der wegen des Aussehens des Gesteines das Vorhandensein von Iserschichten in Erwägung zieht, möchte ich vielmehr an die *Plenus*-Zone denken, auf welche die kleine Koralle und die *Lima* ebenso wie der Gesteinscharakter hindeuten.

Jenseits, westlich des als Boskowitzer Furche bekannten Streifens von Rotliegendem, sieht man Pläner mit *Inoceramus labiatus* unmittelbar auf Sandsteinen des Cenomans auflagern. Man kann in dem mächtigen Glaukonitsandsteinen, die in den großen Steinbrüchen bei Rathsdorf anstehen, deutlich zwei durch eine auch von Tietze[2]) bemerkte Schichtfläche getrennte Komplexe unterscheiden. Der untere (zirka 15—20 *m*) ist massig und ohne auffallende Bankung; er besteht aus festem Gestein, das nach unten gröber und an der Basis konglomeratisch wird. Der oberhalb der erwähnten Schichtfläche liegende, etwa 10 *m* mächtige Sandsteinkomplex ist viel mürber und lockerer. Sein Korn ist feiner. Seine Lagen haben deutliche Kreuzschichtung. Die hangendsten Bänke zeigen mitunter eine schwache Rötung und werden sehr feinkörnig. Das Gestein erinnert lebhaft an den Glaukonitsandstein, den wir in der Gegend von Gradlitz und Hořitz als Faziesgebilde des cenomanen Pläners kennen lernten. Es kann sonach auch hier vermutet werden, daß die *Plenus*-Zone vertreten ist und daß in ihr ein ähnlicher Fazieswechsel wie in dem vorher behandelten Gebiete Platz greift.

Aus einigen Bemerkungen von Reuss[3]) und von Tausch[4]) darf man schließen, daß sich Vertreter der *Plenus*-Zone auch noch bis in den südlichsten Zipfel der böhmisch-mährischen Kreideformation hinein verfolgen lassen werden. Namentlich die sehr glaukonitreichen Tonsande von Blansko mit Exogyren deuten auf die Glaukonitbänke des cenomanen Pläners hin. Aber auch hier verlangen die Schichten ein eingehendes Studium. Ein kurzer Besuch der Lokalitäten lehrte, daß hier etwas andere fazielle Erscheinungen als in den bisher studierten Gegenden das Gebiet beherrschen.

Da von mir[5]) auch in der Gegend von Choteboř an der Basis des Pläners glaukonitreiche Schichten aufgefunden wurden, in denen man Vertreter der *Plenus*-Zone vermuten kann, ist es wahrscheinlich, daß dieser Zone eine viel größere nachweisbare Verbreitung in Ost-

---

[1]) l. c. pag. 646.

[2]) l. c. pag. 545.

[3]) Beiträge zur geognostischen Kenntnis Mährens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1854 (Bd. 5), pag. 721.

[4]) Über die kristallinischen Schiefer- und Massengesteine sowie über die sedimentären Ablagerungen nördlich von Brünn. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 45 (1895), pag. 396.

[5]) Über das Vorhandensein von Malnitzer Schichten in der Gegend von Chotebor̆ in Ostböhmen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1904, pag. 60.

böhmen zukommt, als es das weite, bereits eingehender studierte Gebiet umfaßt. Berücksichtigt man die Erfahrungen der schlesischen Geologen sowie diejenigen, die in Sachsen gemacht wurden, so darf man mit Bestimmtheit erwarten, daß auch im westlichen Böhmen die Ausscheidung der *Plenus*-Zone gelingen wird, wofür heute schon vereinzelte Anhaltspunkte vorhanden sind. Bei der geringen Mächtigkeit dieser Zone und bei der Schwierigkeit, die versteinerungsarme ostböhmische Kreideformation zu gliedern, ist es nicht zu unterschätzen, daß hier ein Schichtenglied vorhanden ist, das sich über weite Strecken mit Sicherheit verfolgen läßt.

Bemerkenswert ist, daß die sandigen Fazies der *Plenus*-Zone nicht mit denen des Turons koinzidieren. In der Adersbach—Weckelsdorfer Mulde und im Heuscheuer Gebiete, woselbst jüngere Sandsteinablagerungen dominieren, wird die *Plenus*-Zone von Plänersandsteinen gebildet. Sie machen bei Übertritt in das Gebiet der Plänerfazies zunächst ebenfalls Plänern Platz, bald aber treten, und zwar gerade dort, wo Mergel das ganze Turon aufbauen, Sandsteine an ihre Stelle. Es sind also erst in der Turonzeit die Ursachen, welche die Herausbildung verschiedener Fazies bedingten, stationär geworden.

Die Gesteine der Plenus-Zone.

Die Charakteristik der Gesteine wurde, soweit sie auf makroskopischen Beobachtungen beruht, bereits eingangs sowie bei Schilderung der Lokalitäten und Aufschlüsse gegeben. Hier soll nunmehr der Befund mikroskopischer Untersuchungen zur Darstellung gebracht werden. Chemische Prüfungen und physikalische Trennungsmethoden, wie sie von englischen Forschern — ich denke namentlich an die mustergültigen Untersuchungen Humes und Iukes-Brownes — gepflogen wurden, waren hier nicht anwendbar, da sich der Gesteinsverband der in Frage kommenden Sedimente weder durch Kochen mit Salzsäure, noch durch solches mit Kalilauge zur Auflösung bringen ließ. Quantitative Bestimmungen der Mineralkomponenten und Separierung derselben nach der Korngröße mußten demnach unterbleiben, es mußten die viel ungenaueren Schätzungen und Messungen unter dem Mikroskop an ihre Stelle treten. Letztere wurden namentlich angewendet, um die mittlere Korngröße der Quarzsplitter und Körner im Gesteine zu bestimmen. Es ist selbstverständlich, daß die dabei erhaltenen Werte zu klein ausfallen, da mit einem Dünnschliff oft nur kleinere Kalotten der Körner abgeschnitten werden, statt der größten Durchschnitte, die zur Messung gebraucht werden

Das charakteristischeste Gestein der Zone ist der Plänersandstein oder Rauhstein Beyrichs, dessen Hauptverbreitung im schlesischen Gebiete liegt, der aber auch in der Adersbach—Weckelsdorfer Mulde, in dem Hronov—Straußeneier Karbonzuge und an dem Kreiderande bei Vysokov entwickelt ist. Frisch von aschgrauer, oft ins bläuliche spielender Farbe, aber auch dann in der Regel mit rostbraunen Flecken versehen, ist er doch oberflächlich meist als ein



Gestein von gelblicher oder bräunlicher Farbe anzutreffen. Diese Änderung der Farbe ist auf eine Auslaugung durch Wasser zurückzuführen und macht sich außer an der Oberfläche auch dort bemerkbar, wo in den Kreideschichten intensive Wasserzirkulation statthat. Diese graue Farbe wird durch einen sehr feinen dunklen Mineralstaub, der, soweit es nicht Magnetit war, nicht identifiziert werden konnte, bedingt. Durch Glühen der Schliffe war er nicht zu beseitigen, ist daher keine Kohle.

Bezeichnend für den Plänersandstein ist sein kieseliges Bindemittel, welchem das Gestein seine Festigkeit und schwere Verwitterbarkeit verdankt. In allen Schliffen findet man, daß Chalcedon in mehr oder weniger großer Menge als Zement auftritt. Der Plänersandstein, den man bei Vysokov oder bei Kote 400 am Waldrande östlich von Hronov antrifft, enthält reichlich, ersterer sogar überwiegend, Chalcedon, in demjenigen dagegen, der am Fuße des Rückens zwischen Zdarek und Mokriny ansteht, überwiegt der Quarz weit mehr. Mitunter ist das Bindemittel fleckenweise stark angereichert; solches ist bei dem Plänersandsteine der Fall, der unmittelbar an der Landesgrenze bei Mokriny ausstreicht. Neben dem kieseligen Bindemittel ist bei Mölten auch noch etwas Calcit als Zement bemerkbar. Hauptbestandteil aller dieser Psammite ist ein undulöser Quarz, neben diesem wird man in allen Schliffen vereinzelte Körner von Turmalin, Zirkon, Rutil, Andalusit und Magnetit finden, die deutlich auf die in der Nähe anstehenden, zum Teil auch von der Kreide überlagerten kristallinen Schiefergesteine als ihren Ursprungsort hinweisen. Feine Muskovitflitterchen sind in allen Proben häufig anzutreffen, auch Biotit macht sich hie und da bemerkbar. Der Quarz macht in der Regel 40—50% des Gesteines aus, seine Menge steigert sich gelegentlich bis auf etwa 70% (zwischen Zdarek und Mokriny) fällt aber auch auf etwa 20% (Vysokov) herab. Die Größe seiner eckigen oder kantengerundeten Körner beträgt in der Regel 0·07, 0·08 oder 0·09 *mm*. Immer sind daneben einzelne größere Körner vorhanden. Der Durchmesser von 0·19 *mm* war der größte, der bei diesen Quarzen gemessen wurde. Überdies ist natürlich noch feinster Mineraldetritus und Ton vorhanden in verschiedener, aber nicht bedeutender Menge. Mitunter ist er in den dunklen Flecken der Gesteine angereichert. Alle Plänersandsteine führen Glaukonit, dessen Gestalt aber nirgends mehr auf die Herkunft von Foraminiferen schließen läßt. Seine Körner sind in der Regel klein (etwa vom Durchmesser 0·1 *mm*), dem unbewaffneten Auge oft nur bei großer Aufmerksamkeit bemerkbar. Vereinzelte größere Körner kommen mitunter daneben vor. Von organischen Resten wurden nur hie und da Spongiennadeln, aber keine Foraminiferen angetroffen.

Schon makroskopisch läßt der cenomane Pläner sein feineres Korn an dem dichteren Gefüge erkennen. Dunkle, graue Farbentöne sind auch ihm eigen. Dazu kommen auch hier die eigentümlichen rostbraunen sowie schwarzgrauen Flecken (letztere oft scharf begrenzt), die ganz ebenso im cenomanen Pläner von Plauen bei Dresden vorhanden sind und welche bewirken, daß das Gestein an den Flammenmergel Norddeutschlands erinnert. Chalcedon tritt auch hier als Bindemittel auf, kann jedoch mitunter durch den geringen Kalkgehalt



gänzlich verdeckt werden. Kleine eckige Quarzsplitter, deren Durchmesser zwischen 0·03 und 0·06 *mm* schwankt, sind in sehr wechselnder, aber doch gegen den Plänersandstein stark zurücktretender Menge vorstanden. Hin und wieder stößt man auch auf ein Turmalin- oder Zirkonkörnchen. Muskovitschüppchen dagegen sind zahlreich zugegen. Ton und feinster, durch das Mikroskop nicht mehr auflösbarer Mineraldetritus ist reichlicher als im Plänersandstein vorhanden. Glaukonitkörner sind nur vereinzelt wahrzunehmen, dahingegen sind Foraminiferen, namentlich Textularien, in großer Menge im Gestein eingebettet.

Der so sehr charakteristische glaukonitreiche Pläner, beziehungsweise Plänersandstein, zeigt auch dort, wo er über Pläner liegt, deutlich ein Gröberwerden seines Kornes. Es wurden 0·06 bis 0·09 *mm* als mittlerer Durchmesser seiner Quarzkörner gefunden. Zirkon, Augit, Biotit und Rutil waren auch in ihm nachweisbar. Bemerkt wurde schon früher, daß die Glaukonitbänke gern vereinzelte grobe Sandkörner und kleine Gesteinsbrocken einschließen. Dies, ebenso wie der große Glaukonitreichtum, bewirkt, daß in diesen Glaukonitbänken der litorale Charakter nochmals verstärkt hervortritt. Der Glaukonit macht zuweilen 30%, zuweilen noch mehr vom Gesteine aus. Die Körner desselben sind größer als beim Plänersandstein, im Mittel 0·13 bis 0·18 *mm*. Seine Verteilung im Gestein ist, wie schon eingangs erwähnt, unregelmäßig; in Schlieren und Wolken ist er zuweilen stark angereichert, scharfumgrenzte Flecken sind mitunter ganz oder fast ganz frei davon.

Die rote Farbe des roten Pläners und Plänersandsteines tritt unter dem Miskroskop viel weniger hervor als im Handstück. Sie wird hervorgerufen durch sehr feinen, in hellem Lichte mit rötlicher Farbe durchscheinenden Staub von Eisenglanz. Alle untersuchten Proben waren kalkfrei, wodurch sich unser roter Pläner von demjenigen Norddeutschlands unterscheidet. Das Fehlen von Kalk ist bei manchen roten Plänern, wie jenem von Křizanov nordöstlich Mezleč, eine sekundäre, auf Auslaugung zurückzuführende Erscheinung. Der Glaukonit der roten Pläner ist gebräunt und zersetzt. Es konnten aber doch unter dem Mikroskop keine Beobachtungen gemacht werden, die darauf schießen lassen, daß der Eisengehalt des roten Pigments aus dem Glaukonit herrühre, zu welcher Vermutung wir, wie oben erwähnt, durch das Auftreten und die Verbreitung des roten Pläners geführt wurden.

Der Faunencharakter der Plenus-Zone.

Nachdem im vorhergehenden die Verbreitung der Zone, ihre Lagerungsverhältnisse und Gesteine eingehend geschildert wurden, erübrigt nur mehr, alle zur Alterbestimmung dienlichen Beobachtungen zusammenzufassen.

Wir haben eine Gesteinszone verfolgt, die stets das Liegende der unterturonen *Labiatus*-Pläner bildet und die ihrerseits von den Quadersandsteinen des böhmischen Cenomans unterlagert wird. Es ist nicht möglich, diese letzteren mit einer der im nordwestdeutsch-



englisch-französischen Cenoman unterschiedenen Unterabteilnngen in Übereinstimmung zu bringen. Es ist ebensogut möglich, daß die Quadersandsteine der Perutzer und Korycaner Schichten das ganze Cenoman von der *Tourtia* bis zu den *Rhotomagensis*-Schichten hinauf umfassen, wie es auch möglich ist, daß sie nur diesen letzteren entsprechen.

Neben dem Umstande, daß das untersuchte Niveau den *Labiatus*-Pläner stets direkt unterlagert, ist, abgesehen von der übrigen Fauna, das an einigen Punkten erwiesene Vorkommen von *Actinocamax plenus* ausschlaggebend. In Frankreich, England und Norddeutschland hat man diese Art immer an der Grenze von Cenoman und Turon angetroffen. Solches ist in dem behandelten Gebiete zweifellos auch der Fall und besteht in diesem Niveau somit vollkommene Übereinstimmung [1]). Die Fauna unserer durch *Actinocamax plenus* gekennzeichneten Zone hat ein entschieden cenomanes Gepräge, wie aus der nachfolgenden Zusammenstellung ersichtlich ist. Wir führen die Fauna des Plänersandsteines und des Pläners vereint auf, wobei die Funde Michaels aus der Gegend von Cudowa mit verwertet wurden, dahingegen wurde die Gegend von Zohsee außer acht gelassen, weil die Abgrenzung zwischen cenomanem und turonem Pläner dort noch nicht durchgeführt ist. Separat zählen wir die Fauna des Glaukonitsandsteines auf, um auf den Einfluß, den die Fazies auf die Fauna ausübt, aufmerksam machen zu können.

Fauna des cenomanen Pläners und Plänersandsteines:

Ptychodus mammilaris Ag.
Actinocamax plenus Blainv.
Pleurotomaria plauensis Gein.
Rostellaria Parkinsoni Mant.
Protocardium hillanum Sow.
Modiola capitata Zitt.
Avicula anomala Sow.
„ *Roxelana d'Orb.*
Inoceramus bohemicus Leonh.
Lima pseudocardium Reuss.

[1]) Allerdings könnte man nach einer kürzlich erschienenen Bemerkung Jahns zu dem Glauben verleitet werden, daß das Vorkommen des *Actinocamax plenus* in Böhmen nicht allein auf die Grenze zwischen Cenoman und Turon beschränkt sei. Angeblich soll diese Art im Sandsteine von Raschkowitz und Svojšic vorkommen. An und für sich wäre das Vorkommen dieses Leitfossils im Sandsteine durchaus nichts Merkwürdiges und könnte sonach an beiden Orten, ganz ebenso wie wir es oben aus der Gegend von Gradlitz—Königinhof—Hořitz geschildert haben, die *Plenus*-Zone in sandiger Fazies vorliegen. Dank dem freundlichen Entgegenkommen Herrn Dr. Perners war ich in der Lage, selbst einen Belemniten von Raschkowitz untersuchen zu können. Die Schlankheit des Exemplars fiel mir dabei auf, so daß ich es durchaus nicht für unmöglich halte, daß hier nicht der *Actinocamax plenus*, sondern der *Actinocamax lanceolatus* vorliegt. Für diese letztere Art aber kommt nach den Erfahrungen, die Lambert und Grossouvre in Frankreich und Iukes-Browne in England gemacht haben, Erfahrungen, die sich nach Stolley (Zur Kenntnis der nordwestdeutschen oberen Kreide. XIV. Jahresber. d. Ver. f. Naturwiss. zu Braunschweig, pag. 7) auch für Braunschweig bestätigen dürften, ein tieferes Niveau in Betracht.

Lima ornata d'Orb.
" *cenomanense d'Orb.*
" *elongata Sow.*
" *Sowerbyi Gein.*
Pecten asper Lam.
" *elongatus Lam.*
" *acuminatus Gein.*
" *Galliennei d'Orb.*
" *laevis Nilss.*
" *membranaceus Nills.*
" *orbicularis Sow.*
" *laminosus Mant.*
" *virgatus Nills.*
Vola aequicostato Lam.
" *notabilis Münst.*
Spondylus hystrix Goldf.
Ostrea hippopodium Nilss.
Exogyra laciniata Goldf.
" *conica Sow.*
" *columba Lam.*
" *haliotoidea Sow.*
" *lateralis Nills.*
Alectryonia carinata Lam.
Serpula septemsulcata Reich.
Rhynchonella compressa Lam.
" *dimidiata Sow.*
Cidaris vesiculosa Goldf.
" *Reussi Gein.*

Fauna der Sandsteinfazies:

Acanthoceras Mantelli Sow.
Pecten elongatus Lam.
" *asper Lam.*
Vola quinquecostata Sow.
" *quadricostata Sow.*
" *aequicostata Lam.*
Alectryonia carinata Lam.
Exogyra columba Lam.
Gervillia solenoides Defr.
Rhynchonella dimidiata Sow.

Es sind sonach die Arten des Sandsteines fast sämtlich im Pläner und Plänersandstein vorhanden, aber es sind die stark skulpturierten und dickschaligen Bivalven im Sandstein entschieden häufiger und in größeren Individuen anzutreffen als in der anderen Fazies, Wahrnehmungen, die ganz in Einklang stehen mit Beobachtungen, die ich früher in der Kreide Sachsens machen konnte.

Die Zusammenstellung zeigt, daß die charakteristischen Arten des Cenomans in der *Plenus*-Zone vorhanden sind. Selbst der *Pecten*

asper, von dem sich [1]) früher annehmen zu müssen glaubte, daß er nicht bis in die *Plenus*-Zone hinaufgeht, ist noch wiederholt und an verschiedenen Orten gefunden worden. Freilich kann ruhig dahingestellt bleiben, ob alle der für das Cenoman charakteristischen Zweischaler als Leitfossilien gerade für dieses gelten können. Die Bivalven des Cenomans sind zum Teil wohl nichts anderes als Leitfossilien für die Litoralfazies der oberen Kreide, darum kehren auch einzelne Arten auch in jüngeren, aber litoralen Bildungen wieder. Gerade in litoraler Fazies ist aber das Cenoman in weiter Verbreitung bekannt, diese aber erstreckt sich hier auch noch auf die *Plenus*-Zone, die, wie oben dargelegt wurde, ebenfalls in transgredierender Lageruug zu treffen ist.

Der Faunencharakter der *Plenus*-Zone unseres Gebietes ist aber ein ausgesprochen cenomaner, der nicht durch das Vorhandensein auch nur einzelner turonen Arten getrübt wird. Scharf setzt über die *Plenus*-Zone der *Inoceramns labiatus* ein, gerade so wie es nach den Ausführungen Strombecks [2]) in Westfalen der Fall ist. Man darf es als in hohem Maße bezeichnend ansehen, daß die Inoceramen, die sich nach unseren bisherigen Erfahrungen von der Fazies unabhängig zeigen, bestimmt auf das Cenoman hinweisen.

Vergleichen wir das, was wir hier über die Zone des *Actinocamax plenus* in Ostböhmen erfahren haben, mit dem, was über das gleiche Niveau aus anderen Gegenden bekannt ist, so fällt die größte Übereinstimmung mit Sachsen auf. Hier wie dort begleitet eine cenomane Fauna den genannten Belemniten, Nur in dem ersten Auftreten [3]) des *Pachydiscus peramplus Mant.* im Cenomanpläner Sachsens machen sich schon Anklänge an das Turon bemerkbar. Derselbe Fazieswechsel zwischen Pläner und Plänersandstein ist in Sachsen innerhalb der Plänerzone bemerkbar. In den Gesteinen, im Pläner und namentlich im Grünsandstein ist oft eine frappante Ähnlichkeit zu verzeichnen. Unter den Fossilien, die von Geinitz [4]) und von mir [5]) aus der *Plenus*-Zone in Sachsen angeführt werden, befinden sich einige, die nicht gerade häufig sind und die anscheinend auch eine geringe vertikale Verbreitung haben, die sich aber doch in der *Plenus*-Zone Ostböhmens wiederum nachweisen ließen. Vielleicht sind sie für dieses Niveau bezeichnend. Ich möchte die Aufmerksamkeit namentlich auf das Vorkommen von *Avicula Roxelana d'Orb.*, *Lima cenomanense d'Orb.*, *Vola notabilis Münst.* und *Serpula septemsulcata Reich.* lenken. Mit Ausnahme der *Lima* sind sie zwar alle bereits aus dem die *Plenus*-Zone unterteufenden Carinatenquader nachgewiesen worden, sie gehören darin jedoch zu den Seltenheiten, während sie in der *Plenus*-Zone öfter angetroffen werden. *Avicula Roxellana* allein ist mir überdies aus den tiefsten Bänken der *Labiatus*-Zone von

---

[1]) Studien über Faziesbildungen. Abhandl. d. naturwiss. Ges. „Isis". Dresden 1899, pag. 49.

[2]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Bd. 11 (1859), pag. 43.

[3]) W. Petrascheck. Die Ammoniten der sächsischen Kreideformation. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österreich-Ungarns, Bd. 14 (1902), pag. 138.

[4]) Elbtalgebirge, I. (Palaeontographica, Bd. 20, 1).

[5]) Studien über Faziesbildungen. Abhandl. d. Isis 1899, pag. 37—53.

Markausch bei Klein-Schwadowitz bekannt geworden. Die *Lima cenomanensis d'Orb.* dürfte oft übersehen worden sein, da zu ihrer Identifizierung Abdrücke notwendig sind, wofern nicht Schalen selbst vorliegen. Auch ist das Niveau, in dem diese Art in Frankreich vorkommt, ein etwas jüngeres, denn d'Orbigny fand sie in den unteren Schichten des Turons von Mans. In England dagegen wurde sie nach Iukes Browne in den mittleren Zonen des Cenomans beobachtet. Dies, ebenso wie das Auftreten der *Vola notabilis* im Grünsande von Essen deutet darauf hin, daß eine strenge Niveaubeständigkeit der angeführten Arten über weitere Gebiete nicht mehr zu erwarten ist. Immerhin halte ich die Verbreitung genannter Fossilien wenigstens in der sächsisch-böhmischen Kreide für beachtenswert. Vielleicht auch gilt dies noch für die Kreideablagerungen bei Regensburg, woselbst über dem cenomanen Grünsandsteine, durch die dünne Eybrunner Schicht getrennt, die Reinhausener Schichten folgen. Im Gestein, dem Plänersandsteine der *Plenus*-Zone bei Dresden ähnelnd, führen sie neben *Vola notabilis* und *Rhynchonella compressa* bereits den *Inoceramus labiatus.* Die unterturone Fauna überwiegt aber erst in den Winzerbergschichten. Man wird daher erst in diesen letzteren den Vertreter der *Labiatus*-Stufe suchen dürfen, an der Grenze zwischen Cenoman und Turon, in der Eybrunner, beziehungsweise Reinhausener Schicht aber die *Plenus*-Zone vermuten dürfen. Allerdings ist hier das Leitfossil der Zone noch nicht gefnnden worden. Aus dem tieferen Grünsandsteine wurde dagegen von Gümbel ein Belemnit angeführt, doch scheint es mit diesem, wie Schlüter [1]) bereits hervorhebt, seine Bedenken zu haben.

Auf das deutlichste ist eine Zone mit *Actinocamax plenus* schon lange durch Schlüter [2]) in Westfalen erwiesen worden. Sie besteht aus einem, zahlreiche dicke Glaukonitkörner einschließenden Mergel, der zwischen dem fossilreichen cenomanen Grünsandstein und dem *Labiatus*-Mergel liegt. Wegen seiner Fossilarmut — außer *Actinocamax plenus* hat dieser Mergel nur *Serpula amphisbaena Goldf.* geliefert — war hier über faunistische Beziehungen zum Cenoman oder Turon nichts weiter auszusagen. In dieser Hinsicht ist aber eine während des Druckes erschienene Mitteilung Stilles [3]) sehr bedeutungsvoll, denn sie weist das Vorkommen des *Actinocamax plenus* im obersten Cenoman der Paderborner Gegend nach. Im übrigen Norddeutschland ist es aber bisher nicht gelungen, eine *Plenus*-Zone auszuscheiden. Müller [4]) fand die Art in Lünebung an der Grenze von Cenoman und Turon; Schlüter [5]) erwähnt sie aus dem roten (*Labiatus*-) Pläner vom Harzrande. Dem Vorgehen Héberts [6]) folgend, fügte Schlüter

---

[1]) Vgl. Die Belemniten der Insel Bornholm. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 26 (1874), pag. 840.

[2]) l. c. pag. 836.

[3]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1905, Briefe pag. 162.

[4]) Vgl. Wollemann. Die Fauna der Lüneburger Kreide. Abhandl. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. F., Heft 37, pag. 111.

[5]) l. c. pag. 472 und Cephalopoden der oberen deutschen Kreide. Palaeontographica, Bd. 24, pag. 219.

[6]) Bull. soc. géol. de France III. ser., t. 2 (1874), pag. 417.

die *Plenus*-Zone dem Turon als unterste Etage ein. Barrois[1]) dagegen rangierte dieselbe in das Cenoman. In der neuesten zusammenfassenden Darstellung der Kreide Frankreichs zieht Grossouvre[2]) die *Plenus*-Zone ins Turon, Iukes Browne[3]) hingegen rechnet dieselbe bei der Behandlung der englischen Kreide ins Cenoman. Da die Fossillisten von Barrois hauptsächlich in Gegenden zustande gebracht wurden, in denen das Cenoman transgressiv ältere Bildungen überlagert, hielt ich es für möglich, daß der meist rein cenomane Faunencharakter der *Plenus*-Zone in den Ardennen im Gegensatz zu dem turonen Faunencharakter derselben Zone in Yonne etc., teilweise auf fazielle Einflüsse zurückzuführen sei, da ja in den küstennahen transgredierenden Ablagerungen des erstgenannten Gebietes mehr Vertreter der litoralen Cenomanfauna zu erwarten sind. Soweit es möglich ist, sich aus der vorhandenen Literatur ein Bild über die Art des Auftretens, die Fazies und den Faunencharakter der *Plenus*-Zone verschiedener Lokalitäten zu machen, scheint meine Vermutung keine Bestätigung zu erhalten. In der Gegend des Kap Blanc nez, wo die *Plenus*-Zone ebenso wie am gegenüberliegenden Gestade des Canal de la manche mergelige Entwicklung zeigt[4]), ist das Cenoman in vollständiger Schichtfolge vorhanden und wird noch von den Tonen der Unterkreide unterteuft. Trotzdem aber ist die Fauna, die Barrois anführt[5]), eine rein cenomane. In der Gegend von Fauquembergue und Aix en Gohelle (beide Orte nördlich der Achse von Artois gelegen) traf man die *Plenus*-Zone in einer Gegend an, in der das Vorhandensein von Aptien und Albien erwiesen ist[6]). Bei dem zuerst genannten Orte ist die Zone mergelig und führt Arten des Turons, bei Aix en Gohelle dagegen hat sie die Fazies der *Tourtia*, hier aber sind turone Arten nicht aufgefunden worden. Über der transgredierenden *Tourtia* liegt bei Tournay in geringer Mächtigkeit die *Plenus*-Zone, die selbst mit einer Aufarbeitung ihrer Unterlage beginnt. Trotz der Litoralfazies enthält, wie Cayeux[7]) und Munier-Chalmas[8]) gezeigt haben, daselbst die *Plenus*-Zone mehrere Arten des Turons.

Diese und noch eine Reihe anderer, nicht angeführter Beobachtungen zeigen, daß von der litoralen oder Flachsee-Fazies der Faunencharakter der *Plenus*-Zone allein nicht abhängig ist. Es kommen darin neben den durch die Eigentümlichkeit der Fazies bedingten Arten bald cenomane, bald turone Spezies vor. Die Zone zeigt eben

---

[1]) La zone à belemnites plenus. Ann. soc. géol. du Nord 1875 u. Mém. sur le terr. crit. des Ardennes. Daselbst 1878.

[2]) Recherches sur la craie supérieure. Mém. pour servir à l'explication de la carte géol. dét. de la France. Paris 1901.

[3]) The cretaceous rocks of Britain. Mem. geol. surv. London 1900—1904.

[4]) Vgl. Iukes Browne, l. c. Bd. 2, pag. 45.

[5]) l. c. pag. 155.

[6]) Vgl. Peron. Sur l'existence du Gault entre les Ardennes et le Bas-Boulonnais. Ann. soc. géol. du Nord, t. XXI (1893), pag. 205.

[7]) Notes sur le crétacé de Cherq près Tournay. Ann. soc. géol. du Nord, t. 16 (1889), pag. 142.

[8]) Vgl. Hébert, Remarques sur la zone à belemnitella plena Bull. soc. géol., III ser., t. 16 (1888), pag. 486.

eine Mischung der Formen beider Etagen, wie sie in einer Grenzschicht nicht anders zu erwarten ist. Die Erfahrungen, die Iukes Browne in der Kreide Englands gemacht hat, stehen hiermit in bestem Einklange[1]).

Für unsere böhmischen Verhältnisse glaube ich aus diesen Auseinandersetzungen ableiten zu dürfen, daß auch der Nachweis von turonen Arten in der faunistisch wie lithologisch so gut charakterisierten *Plenus*-Zone nichts an deren stratigraphischer Stellung ändern würde.

Wohl könnte man es für praktisch finden, in Böhmen den Schnitt zwischen Cenomen und Turon dort zu legen, wo über der Fazies des Sandsteines die des Pläners beginnt. Für ein solches Vorgehen trat auch jüngst erst Tietze ein[2]). Hierzu genügt es, darauf hinzuweisen, daß die *Plenus*-Zone bald als Pläner, bald als Sandstein auftritt. Man würde, wenn man sich lediglich an das Gestein hält, ein und dasselbe Niveau bald als Cenoman, bald als Turon kartieren müssen, was gewiß nicht angängig ist. Überdies ist die *Plenus*-Zone oft auch als Plänersandstein entwickelt, bei dem es zweifelhaft bleiben würde, zu welchem Niveau man diesen schlagen soll. Lithologisch sind Cenoman und Turon in Ostböhmen auf das engste verknüpft, faunistisch dagegen sind sie nach den bisherigen Erfahrungen deutlich geschieden.

Paläontologischer Anhang.

Pecten (Aequipecten) decemcostatus Münst.

Tafel X, Fig. 5—7.

1834. Goldfuss, *Petrificata Germaniae* II, pag. 35, Taf. 92, Fig. 2.
1846. Reuss, Böhmische Kreideformation II, pag. 28, Taf. 39, Fig. 14.
1876. Geinitz, Elbtalgebirge II, pag. 35, Taf. 10, Fig. 8 und 9.

Die Beschreibungen Münsters und Geinitz' gründen sich auf Steinkerne aus dem Quadersandsteine, die wegen der Grobheit dieses Materials feinere Details der Schale nicht erkennen lassen. Gegen 20 Steinkerne und Abdrücke dieser Art aus dem Plänersandsteine von Zohsee bieten daher Gelegenheit, die Beschreibungen etwas zu ergänzen.

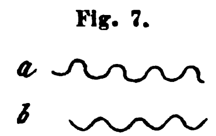
Geinitz' Abbildungen zeigen schon, daß die beiden Ohren, die an dem stets rechtwinkligen Wirbel sitzen, von nahezu gleicher Größe sind. Unter dem tiefen Byssusausschnitte sind am Steinkerne kleine Zähnchen zu bemerken. Die Gestalt der Ohren ist auf den Abbildungen richtig wiedergegeben. Von den zehn (ausnahmsweise auch neun) Rippen sind die äußeren schwach gebogen. Auf den Steinkernen beider Klappen sind die stark hervortretenden Rippen schmäler als

[1]) Vgl. l. c. Bd. II, pag. 21.
[2]) Erläuterungen zu Blatt Landskron—Böhmisch-Trübau, pag. 20.

die Zwischenräume zwischen denselben. Scharf setzen die Rippen gegen ihre flach gerundeten Zwischenräume ab. Am Abdrucke, also auf der Schalenoberfläche, sind die Rippen nicht derart abgesetzt, auch sind sie schärfer als am Steinkerne (vgl. Fig. 7). Sie tragen in Abständen, die der Breite der Rippen fast gleich kommen, kurze, nach unten geneigte Dornen. Auch die Oberfläche der Ohren kann einige dünne, bedornte Rippen tragen.

Am Steinkerne größerer Exemplare ist am unteren Teile der Rippen durch zwei dünne, seichte Furchen eine Andeutung zu einer

Fig. 7.



a = Querschnitt der Rippen von *Pecten decemcostatus* am Steinkerne.

b = Dasselbe vom Abdruck.

Dreiteilung der Rippen gegeben. Am Abdruck ist von denselben jedoch nichts zu bemerken.

Feine, am Abdruck und am Steinkerne wahrnehmbare Anwachsstreifen laufen wellenförmig über die Falten und Furchen hinweg. Das größte Exemplar hat eine Höhe von 33 *mm*. Die Breite der Schale kommt der Höhe gleich.

Pecten rarispinus Reuss (Böhm. Kreideformation II, pag. 31, Taf. 39, Fig. 15) stimmt vollkommen mit unseren Abdrücken überein. Er ist zweifellos auf die Schale der Art gegründet, die im Steinkerne von Münster *P. decemcostatus* genannt wurde.

Pecten (*Aequipecten*) *pexatus Woods.*

Tafel X, Fig. 8 und 9.

1902. *Pecten pexatus Woods. Cretaceous* Lamellibranchia (Pal. Soc.), pag. 190, Taf. 34, Fig. 5, 6 und 7.

Die erst vor kurzem aus dem englischen Turon und Senon beschriebene Art hat sich im Pläner von Zohsee in sechs Exemplaren nachweisen lassen.

Die Art schließt sich ebenso wie der *Pecten Dujardini Röm.* des Scaphitenpläners an den *Pecten cenomanensis d'Orb.* an, einer Gruppe, die durch 8—11 kostizillierte Falten ausgezeichnet ist.

Die Unterschiede des *Pecten pexatus* gegen den *Pecten Dujardini* sind schon von Woods betont worden. Hinzufügen wollen wir nur, daß die bei letzterer Art zu beobachtende Dreiteilung der Falten in eine meist etwas kräftigere mittlere und zwei seitliche Falten, die alle oft noch eine weitere ungleiche Zweiteilung erfahren, dem *Pecten pexatus* abgeht. Ähnlich wie bei *Pecten decemcostatus* tragen auch bei *Pecten pexatus* die mittleren Rippen auf jeder Falte kurze Dornen, was bei den uns vorliegenden Exemplaren des *Pecten Dujardini* von

Strehlen nicht der Fall ist. Jedoch dürfte auf dieses Merkmal, wie rezente Arten zeigen, weniger Wert zu legen sein. Auch alle anderen Rippen tragen enger aneinanderstehende Knötchen.

Der Querschnitt der Falten am Steinkerne und am Abdrucke gleicht völlig den beiden bei *Pecten decemcostatus* gegebenen Skizzen. Jedoch erweisen sich die Falten auch am Steinkerne kostizilliert.

Pecten (Camptonectes) Kalkowskyi nov. spec.

Tafel X, Fig. 1—4.

Daß der *Pecten virgatus Nilss.* eine ebenso verbreitete wie vielgestaltige Form ist, wurde durch die Untersuchungen Holzapfels[1]) und Hennigs[2]) bekannt. Dem freundlichen Entgegenkommen Herrn Professor Dr. E. Kalkowskys verdankte ich die Möglichkeit, das ganze von Geinitz bei der Aufstellung seines *Pecten curvatus* benutzte Material untersuchen zu können. Ich kam dabei zur Ansicht, daß auch diese letztere Art in *Pecten virgatus* aufgeht, der somit in den oberturonen Ablagerungen Böhmens und Sachsens keine Seltenheit ist. Übrigens ist schon von Holzapfel die Art Geinitz' richtig beurteilt worden.

Unter dem mir von Zohsee vorliegenden Material befinden sich 20 Pectines, die ebenfalls dem *P. virgatus* nahe stehen, sich aber alle durch einige Merkmale auszeichnen, die mich doch veranlaßten, sie als eigene Art dem *Pecten virgatus* gegenüberzustellen. Die Exemplare fallen zunächst nur durch ihre Größe auf.

Das größte Exemplar des *P. virgatus*, das Hennig vorlag, maß bei 15 *mm* Breite 17 *mm* Höhe. Die Abbildungen Geinitz' beziehen sich auf ausnahmsweise große Stücke. Unter unseren Stücken, die durchweg größer sind als der *P. virgatus*, befinden sich einige, die bei 30 und 33 *mm* Höhe eine Breite von 28, beziehungsweise 32 *mm* besitzen. Oft ist die Höhe der Breite gleich, der Umriß also ein kreisförmiger, die Schalen somit ein wenig breiter als bei *P. virgatus Nilss.* Die beiden Klappen sind ungleich wie bei der Art Schwedens und von Aachen. Der Byssusausschnitt ist tief, die feinen Zähne, die Hennig aus demselben beschrieb, sind auch hier vorhanden. Die beiden Schloßränder sind gleich lang und bilden einen Winkel von 100°, zuweilen auch 105°, während bei *P. virgatus* 90° die Regel ist. Die Zahl und Stärke der Rippen ist zwar ebenfalls schwankend, jedoch sind sie im allgemeinen beträchtlich zahlreicher und feiner als bei *P. virgatus Nilss.* Charakteristisch sind die zahlreichen Gabelungen nahe am Unterrande.

Auf eine Eigentümlichkeit sowohl an den Exemplaren von Zohsee als auch an zahlreichen Stücken des *Pecten virgatus* von verschiedenen Lokalitäten Sachsens und Böhmens muß noch hinge-

---

[1]) Mollusken der Aachener Kreide (Paläontogr., Bd. 35), pag. 229, Taf. 26, Fig. 7—9.

[2]) Revision af Lamellibrauchiaterma i Nilssons „Petrificata suceana formationis cretaceae" (Lunds Univ. Ars Skr., t. XXXIII, 1897, pag. 41, Taf. 2, Fig. 28 u. 33.



wiesen werden, weil sie phylogenetisch von Interesse und trotz ihrer Verbreitung bei dieser Art noch nicht erwähnt wurde. Gerade bei den Pectines zeigen die dem Wirbel zunächst gelegenen ältesten Schalenteile oft einen anderen Bau. Ist es doch Jacksons Untersuchungen gelungen, hier auf das deutlichste an der Entwicklungsgeschichte des Individuums die Stammesverwandtschaft der Gattung zu verfolgen. Alle gut erhaltenen Exemplare des *Pecten virgatus*, die wir aus Böhmen und Sachsen untersuchen konnten, aber auch solche von anderen Fundorten zeigen nahe am Wirbel die scharf ausgeprägten konzentrischen Rippen einer Synklonema; dazwischen ist, allmählich kräftiger werdend, die *Camptonectes*-Skulptur vorhanden. Spätestens bei einer Schalengröße von 7 *mm* verschwindet die Synklonemaskulptur sehr rasch und die feinen gebogenen Rippen von *Camptonectes* bedecken allein die Schale. Ganz analoge Erscheinungen sind nicht selten bei rezenten Arten wahrnehmbar. Trefflich kennzeichnet Philippi[1]) ein solches Verhältnis vom *Pecten tigrinus*, indem er sagt, daß dessen Radialskulptur der *Camptonectes*-Skulptur gewissermaßen aufgepfropft sei.

Habituell ähnelt unser *Pecten* sehr dem *Pecten striato punctatus Röm.* Er unterscheidet sich aber von dieser Art unter anderem durch das Fehlen der Anwachsstreifen, die den Furchen zwischen den Rippen dieser Art das charakteristische punktierte Aussehen verleiht. Auch der *Pecten dichotomus* Seguenzas[2]) ist ihm nahe verwandt. Er stimmt mit unserer Art in den gleichen Größenverhältnissen und der feinen Skulptur überein, unterscheidet sich aber durch einen rechten Schloßkantenwinkel und durch die, wenn auch geringe Ungleichheit der Seiten. Durch beide Merkmale nähert er sich dem *P. virgatus*. In der Zersplitterung, die die bogenförmigen Rippen nahe dem Unterrande erfahren, steht der *Pecten dichotomus* zwischen unserer Art und dem *Pecten virgatus*.

Lima (*Mantellum*) *elongata Sow.*

1827. Sowerby, Mineral Conchology, Bd. VI, pag. 113, Taf. 559, Fig. 2.

1904. Woods, Cretaceous Lamellibranchia (Palaeontogr. Soc.), Bd. II, pag. 31, Taf. VI, Fig. 5, 6, 7.

Die zum Subgenus *Mantellum* gehörigen *Lima*-Arten Sachsens und Böhmens stellte man in der Regel zu *Lima elongata Sow.* oder zur seltenen *Lima Reichenbachi Gein.* Die neue Bearbeitung, welche die zuerst genannte Art durch Woods erfahren hat, läßt nun erkennen, daß das, was man in der Regel aus dem Turon Sachsens und Böhmens, dem Vorgehen Geinitz[3]) folgend, als *Lima elongata* bezeichnete, nicht zu dieser Art gehört. Woods hat dies ganz richtig erkannt und hat bereits auf die Unterschiede, die zwischen *Lima*

[1]) Zur Stammesgeschichte der Pectiniden. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., Bd. 52 (1900), pag. 91.

[2]) Studi geol. e. paleont. sul cretaceo medio dell Italia meridionale. Atti della r. accad. dei lincei III. Ser., Bd. 72 (1882), pag. 167, Taf. 15, Fig. 4.

[3]) Elbtalgebirge, Bd. II, pag. 40, Taf. 9, Fig. 9 und 10.

elongata und der sächsischen Art bestehen, hingewiesen. Dank der Freundlichkeit des Herrn Prof. Dr. E. Kalkowsky konnte ich einige Exemplare aus Sachsen, darunter die Originale Geinitz's, hier aufs neue vergleichen und die Ausführungen Woods vollauf bestätigen. Die Figur 9 auf Tafel 9 bei Geinitz ist am Wirbel ergänzt, die Anwachsrippen rekonstruiert. Exemplare, die aus Bossekers Ziegelei in Plauen herstammen und offenbar zur selben Art gehören, haben sehr feine Anwachsstreifen, ähnlich wie *L. elongata Sow.* Vorn sind die Rippen (Zahl 15 bis 16) stumpfer und flacher wie rückwärts.

Aber auch d'Orbigny[1]) hat schon früher erkannt, daß die von Reuss abgebildete und auch zu Strehlen vorkommende *Lima elongata* nicht zur Art Sowerby's gehört. D'Orbigny brachte daher für die Art den Namen *Limà Reussi* in Vorschlag, welcher aber von Geinitz unter die Synonyme der *Lima elongata* gestellt wurde. Aus dem Vorstehenden ergibt sich nun, daß der Name *Lima Reussi d'Orb.* für das, was bisher aus dem Turon Sachsens und Böhmens als *Lima elongata Sow.* bezeichnet wurde, wieder in Anwendung zu bringen ist.

Unsere Untersuchungen ergaben aber, daß auch die echte *Lima elongata Sow.* in der Kreide des hier behandelten Gebietes vorhanden ist. Exemplare, die uns aus dem cenomanen Pläner, beziehungsweise Plänersandstein von Vysokov bei Nachod (Koll. Wolf) und von Jauernik bei Lewin (Koll. Beyrich) vorliegen, stimmen ganz mit der Art überein, die von Woods unter Benutzung des Sowerbyschen Original aus dem englischen Cenoman beschrieben wurde.

Lima costicillata. spec. nov.

Tafel X, Fig. 10—12.

Unter dem mir aus dem Pläner von Zohsee bei Landskron vorliegenden Material befinden sich auch acht Exemplare einer *Lima* mit kostizillierten Rippen, wie sie ähnlich bei der *Lima Reichenbachi Gein.* und *Lima intermedia d'Orb.* vorhanden sind. Namentlich letz-

Fig. 8.

a

b

a = *Lima Reussi.* Querschnitt der Rippen am Steinkern.
b = *Lima costicillata.* Querschnitt der Rippen am Steinkern.

terer Art ähnelt sie durch die stark nach rückwärts verlängerten Schalen. Sie ist aber weniger hoch als diese Art und nähert sich im Umriß mehr der *Lima elongata Sow.* Der Wirbel bildet einen Winkel von 95°. Auf den flachgewölbten Schalen sind 17 oder 18

[1]) Prodrome de Paleontologie, Bd. II, pag. 249.

Rippen zu zählen, deren jede je nach der Größe der Schale 5 bis 6 radiale Linien oder Sekundärrippen trägt. Die Rippen sind im Querschnitt scharf gerundet. (Fig. 8 *b*.) Sie sind aber auf der Innenseite der Schale (Steinkern) etwas breiter als auf der Schalenoberfläche (Abdruck). Die vorderen Rippen sind breiter wie die mittleren und rückwärtigen. Auf der Rückseite schwächen sich die Rippen rasch stark ab und sind nur noch als Linien zu erkennen. Auf den Ohren enden die Radialrippen vor dem Rande, der nur von Anwachsstreifen gebildet wird, etwa so, wie es Woods Figur 4 *c* von *Lima intermedia d'Orb.* abbildet. Die Unterschiede von dieser Art, soweit sie in der Berippung liegen, kommen am deutlichsten durch das Profil derselben zum Ausdruck, das Fig. 8, der Mitte der Schale entnommen, wiedergibt. Schuppige Anwachsstreifen laufen über die Schale hinweg. Höchstwahrscheinlich gehört zur selben Art das Tafel X, Fig. 12 abgebildete Exemplar. Es unterscheidet sich von dem in Fig. 10 und 11 durch den weniger langen Umriss. Die Wölbung ist auf der im Profil erscheinenden Schale infolge Verdrückung ungewöhnlich stärker. In den Details der Skulptur besteht die genaueste Übereinstimmung mit den vorher beschriebenen Stücken. Für den Umriß aber liegen Zwischenformen vor, die vermuten lassen, daß dieser veränderlich sein kann.

Kleine Beiträge zur Geologie der Bukowina.

Von Dr. Hermann Vetters.

Mit einer Karte in Farbendruck (Tafel Nr. XI) und vier Zinkotypien im Text.

I. Die Kalkklippe von Krasna bei Czudin in der westlichen Bukowina.

Im verflossenen Sommer unternahm Herr Prof. V. Uhlig mit einigen Hörern eine Exkursion in die Ostkarpaten, wobei auch die dem äußeren Klippenkranze angehörige Klippe von Krasna—Putna bei Czudin wegen des daran sich knüpfenden geologischen Interesses besucht wurde. Denn an und für sich sind in der Sandsteinzone der Ostkarpaten Klippen ziemlich selten und ferner ist speziell die von Krasna wegen der bei ihr zahlreich auftretenden sogenannten exotischen Grüngesteine besonders interessant. Schließlich ist das Alter des Klippenkalkes bis zu einem gewissen Grade noch strittig gewesen und bedurfte einer endgültigen Festlegung.

Infolge der großen praktischen Bedeutung — es ist dies weit und breit das einzige Vorkommen reinen Kalkes — ist dieser Punkt schon seit langer Zeit in der geologischen Literatur bekannt. Alth [1]) hat bereits im Jahre 1855 diese Klippe besucht und beschrieben, wobei er diesen Kalk nach seinem Äußern mit dem von Stramberg verglich und zum Oberjura rechnete, eine Ansicht, die von den meisten späteren Autoren geteilt wurde [2]). Abweichend von unseren heutigen Anschauungen war seine tektonische Auffassung, nach der diese Kalke bei einem südwestlichen Einfallen den einen Schenkel einer großen Mulde bilden, deren anderer Arm von den an den kristallinen Grundgebirgen angelehnten Kalken gebildet wird und deren Inneres durch den Karpatensandstein erfüllt wird.

---

[1]) Alth. Ein Ausflug in die Marmaroser Karpathen. Mitteil. d. geograph. Gesellschaft 1858.

[2]) Zuber. Neue Karpathenstudien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 249. — Uhlig. Bau und Bild der Karpaten. Wien 1903, pag. 867.



Diese Auffassung teilte auch Paul[1]) und das war hauptsächlich der Grund, welcher ihn bewog, die Kalke von Krasna als triadisch anzusprechen. „Da aber die Kalke dieser Randzone mit Sicherheit als triadisch nachgewiesen sind und der Kalk von Krasna auch einige petrographische Ähnlichkeit mit den höheren (obertriadischen) Gliedern derselben besitzt, glaube ich ihn mit mehr Wahrscheinlichkeit als triadisch einzeichnen zu sollen." Diese tektonische Begründung des triadischen Alters muß heute natürlich von vornherein wegfallen, nachdem man durch Uhlig weiß, daß diese Randzone oder richtiger Randmulde mit den Klippen nichts zu tun hat. Ferner haben sich auch die von Paul zum Vergleich herangezogenen jüngeren Kalke der Randzone nicht als Obertrias, sondern als Neokom und Tithon-Neokom erwiesen.

Über das Alter der Kalke von Krasna kann dennoch kein Zweifel mehr bestehen, nachdem es beim letzten Besuche dieses Punktes gelang, einige, wenn auch schlecht erhaltene, doch bezeichnende Fossilien zu finden. Es sind das:

Belemnites sp.
Nerinea conf. affinis Gem.
Tylostoma ponderosum Zitt.
Scurria sp.
Isoarca explicata var. brevis Böhm.

Ferner einige Korallen, von denen sich

Stylina parvipora Ogilvie
Pachygyra conf. Knorri Koby.
Thecosmilia sp.

erkennen ließen[2]).

Nerinea conf. affinis Gem. zeigt ein kegelförmiges, etwas abgestumpftes Gehäuse von 46 *mm* Länge und 20 *mm* Dicke. Ihre Außenseite ist stark abgerollt, so daß von der Schalenskulptur fast nichts mehr zu sehen ist und man nur noch erkennen kann, daß die Naht auf einem erhabenen Gürtel verläuft. Der Nabel ist ziemlich weit und das Lumen wird durch zwei kräftige Falten verengt, einer stärkeren Spindelfalte und einer etwas kürzeren, von der oberen Wand herabreichenden Innenlippenfalte. An der Außenlippe ist nur eine ganz schwache Andeutung einer dritten Falte wahrnehmbar.

Nach der Beschaffenheit der Falten und des Nabels stimmt unser Exemplar recht gut mit *Nerinea affinis Gemm.*, welche Zittel (Stramberger Gasteropoden, Tafel 42, Fig. 13) abbildet, überein, nur ist die Außenfalte hier etwas stärker. Ob die Nähte so stark hervorragten, wie es für diese Art bezeichnend ist, läßt sich an unserem Stücke schwer entscheiden.

Auch die von Gemmellaro (Schichten mit *Terebr. Janitor.* II. Teil, Tafel 2, Fig. 14—17) abgebildete *Nerinea Wosinskiana*

---

[1]) C. M. Paul. Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XXVI, 1876, pag. 319.

[2]) Die Bestimmnng der Korallen verdanke ich Herrn phil. W. Schmidt.

Zeusch. besitzt einen weiten Nabel und ähnliche Beschaffenheit der Falten. Da die zur Bestimmung nötige Skulptur — längliche, unten verdickte Knoten mit tiefen Zwischenräumen — an unserer *Nerinea* nicht mehr sichtbar ist, kann jedoch eine Identifizierung nicht vorgenommen werden. Dies ist jedoch deshalb weniger von Wichtigkeit, da beide in Frage kommenden Arten tithonische Formen sind und das tithonische Alter unseres Stückes dadurch nicht in Frage gestellt wird.

Tylostoma ponderosum Zitt. (Stramberger Gasteropoden, Tafel 46, Fig. 3–7) ist durch ein mittelgroßes Steinkernexemplar von 40 *mm* Durchmesser vertreten. Obere Spindelpartie fehlend.

Die als *Scurria sp.* oben angeführte Schnecke zeigt eine flachnapfförmige Gestalt (55 *mm* Durchmesser, 25 *mm* Höhe) mit groben, radialen Standrippen, von denen die einen und anderen knotenförmig anschwellen.

Von *Isoarca* ist der Steinkern der rechten Klappe vorhanden, welcher mit *Isoarca explicata var. brevis Böhm.* (Diceraskalke, Taf. 14, Fig. 5, und Stramberger Bivalven, Taf. 64, Fig. 21 u. 22) gut übereinstimmt.

Diese Fossilien lassen erkennen, daß wir es in Krasna nicht mit Triaskalk, sondern mit Tithon zu tun haben. Damit stimmt auch die petrographische Beschaffenheit.

Es ist ein dichter, weißer Kalk, bisweilen mit einem Stich ins Rötliche. Stellenweise zeigt er auch grünlichgraue Mergelpartien, welche oft die Ausfüllung oder einen Überzug der Fossilien bilden (*Tylostoma*, *Scurria*, *Isoarca*). Auch wird der Kalk mitunter brecciös oder konglomeratisch und enthält abgerundete oder eckige Einschlüsse eines anderen dunkleren Kalkes. Besonders ist das dem Steinbruche gegenüber am Sereczel zu beobachten. Aus dieser Partie stammt auch unsere *Nerinea.* Außerdem sind in solchen Partien auch Einschlüsse jenes noch zu erwähnenden Grünschiefergesteines zu finden, die in der westlichen Klippenhülle häufig vorkommen.

Die Tithonklippe besitzt nach Paul eine Ausdehnung von ungefähr 4 *km* in NO—SO-Richtung bei wechselnder, 200 *m* nicht überschreitender Breite. Das Klippengestein ist jedoch nur im Sereczeltale am Südabhange des Berges Marisori durch einen größeren Steinbruchbetrieb aufgeschlossen, daher lassen sich die Angaben über die Ausdehnung des Kalkes nicht so leicht prüfen. Paul zeichnet ferner in der Streichungsrichtung weiter südöstlich bei Solonec noch ein kleines Auftauchen von Tithonkalk; diesen Ort zu besuchen, war mir jedoch nicht möglich.

Klippenhülle: Die Karpatensandsteine, in welchen diese Klippe gelegen ist, rechnete Paul zu der unteren Abteilung der Flyschgesteine, die nach ihm das Neokom und Urgon vertreten soll. Tatsächlich handelt es sich jedoch um alttertiäre Ablagerungen.

Im Osten der Klippe treten fein- bis mittelkörnige Sandsteine auf, zwischen die zum Beispiel am rechten Sereczelufer gegenüber der Brettsäge von Krasna-Putna mit einem Fallen von 20° gegen SW



dünnplattige, mürbe, braungraue, sandige Menilitschiefer mit dunkelbraunen Hornsteinbändern und *Meletta*-Schuppen eingeschaltet sind.

Das Auftreten der charakteristischen Menilitschiefer stellt das tertiäre (oligocäne) Alter dieses Teiles der Sandsteinzone außer Zweifel; die oben erwähnten hellen Sandsteine sind somit als Wamasandstein anzusprechen, dem sie petrographisch entsprechen [1]).

Im Steinbruche selbst ist auf dem Tithonkalke zunächst eine an verschiedenen Stellen verschieden starke Schicht von Hüllkonglomerat

Fig. 1.



Unterer Steinbruch der Klippe Krasna.

K = Tithonkalk. — *C.* = Hüllkonglomerat (links aus groben Tithon und Grünschieferblöcken, im Hintergrunde aus feinen, sandigen grünen Stücken bestehend). *Sch.* = Grünliche, sandige Hüllschiefer.

zu beobachten. Im unteren, jetzt nicht mehr im Betrieb befindlichen Teile des Steinbruches (Fig. 1) sieht man an der inneren (West-) Wand auf dem Kalke eine nur wenige Zentimeter dicke Konglomeratschicht, namentlich aus dunkelgrünem und grauem schiefrigen Gesteine bestehend, und darüber bauen sich in größerer Mächtigkeit feinkörnige, schiefrige, graugrüne, tonigsandige Gesteine auf. Einige steile Ver-

[1]) Der Wamasandstein wurde von Paul (Geologie der Bukowina, S. 321) ebenfalls als Neokom angesprochen, durch Uhlig aber (Sitzungsber. der k. Akademie, 98 Bd., S. 740), welcher in ihm Nummuliten fand, als alttertiär nachgewiesen.



werfungen durchsetzen den Kalk und seine Hülle, deren beiderseitige Grenzfläche 30° südwestlich fällt. Viel mächtiger und auffallender ist dagegen das Hüllkonglomerat an einem stehengebliebenen Pfeiler der Südwand. Das 2—3 *m* mächtige Konglomerat besteht hier aus groben faust- bis kopfgroßen Blöcken von Tithonkalk, neben denen auch Stücke der schon einmal genannten Grünschiefergesteine sich vorfinden.

Dasselbe Konglomerat, nur mit überwiegendem Grünschiefer, steht auch im Sereczel südlich des Steinbruches bei der Brücke an. Weiter gegen Osten überwiegt wieder der Kalk bis etwas vor der Mitte zwischen dem Steinbruche und der Brettsäge der Wamasandstein und die Menilitschiefer erscheinen, an die sich dann noch weiter östlich bei Krasna jungtertiäre Bildungen anschließen.

Die Grenze zwischen Kalkkonglomerat und Wamasandstein scheint ziemlich scharf zu sein. Ihr gegenseitiges Verhältnis genau festzustellen, mangelten hier entsprechende Aufschlüsse.

Die schon mehrfach erwähnten Grünschiefergesteine treten in der Sandsteinzone westlich und südwestlich der Klippe zahlreich an größeren und kleineren Blöcken, Konglomeraten etc. auf und sie haben wohl das Material geliefert für die grünlichgrauen, sandigen Hüllschiefer die wir im unteren Bruche über dem Tithon finden. Weiter westlich am Zusammenfluß des Kakacz und Sereczel ist im Flusse eine schon von Paul erwähnte etwa hausgroße Partie dieses dunklen Gesteines zu finden. Es scheint hier eine unmittelbar auf dem Anstehenden ruhende Blockenhäufung zu sein, da ich an verschiedenen Teilen verschiedenes Fallen der Schiefer maß (vorwiegend gegen Norden). Weiter flußaufwärts treten wieder feinere Konglomerate auf und gehen in grünlichgraue, feinsandige Tonschiefer über, die 30° westlich fallen. Das Gestein vom Sereczel und Kakaczzusammenfluß wurde seinerzeit von Neminar[1]) untersucht und als ein aphanitischer Hornblendeschiefer bezeichnet, welcher zahlreiche Hornblendeblättchen, denen in manchen Fällen Chlorit vergesellschaftet ist, neben geringen Mengen von Quarz und Feldspat enthält. Außer ihm kommen in den Konglomeraten westlich der Klippe noch andere petrographisch verschiedene Gesteine vor, die zusammen mit dem obigen meist kurzweg als Grünschiefergesteine bezeichnet wurden. Zum Beispiel wohlgeschieferter, etwas seidenglänzender, phyllitähnlicher Tonschiefer von grünlichgrauer Farbe, dann minder undeutlich geschichteter Grünschiefer von mehr dichter Struktur.

Diese sogenannten Grüngesteine bilden anscheinend den Sockel der Tithonkalke, da einzelne Stücke auch als Einschlüsse im Tithonkalk vorkommen, der Kalk aber keinerlei Anzeichen einer Reibungsbreccie, wie kleine Sprünge etc. zeigt, sondern kompakt erscheint. Auch die tertiären Ablagerungen, in denen diese Grünsteine vorkommen, haben durchaus nicht den Charakter von Reibungsbreccien an sich, sondern gehen, wie oben erwähnt, in die anderen normalen Sedimente über.

Solche „Grünschiefergesteine" hat man auch sonst an verschiedenen Punkten der ostkarpatischen Sandsteinzone beobachtet. Sie

---

[1]) Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1877, pag. 124.



treten bekanntlich als Konglomerate und Blöcke usw. hauptsächlich am Außenrande der Flyschzone bisweilen in großer Menge in verschiedenen Horizonten auf. Eine größere, vielleicht anstehende Partie wurde nur noch von Böckh am Ojtospasse gefunden.

Als ein den anderen Ablagerungen der Sandsteinzone gegenüber völlig fremdes Element haben diese exotischen Blockanhäufungen schon früh die Aufmerksamkeit der Geologen erweckt. Heute kann als sicher angenommen werden, daß sie die letzten Aufarbeitungsreste eines alten Gesteinswalles darstellen, welcher das karpatische Flyschmeer am Nordrande begrenzte. Diese Ansicht wurde schon von Paul und Tietze[1]), Hilber[2]), Uhlig[3]) usw. ausgesprochen.

In neuerer Zeit hat Zuber[4]) unsere Kenntnis über diesen alten Gesteinswall vermehrt, indem er zeigte, daß die schon von Peters[5]) erwähnten grünen Schiefer und Grüngesteine den exotischen Grüngesteinen der ostkarpatischen Sandsteinzone gleich sind. Die Dobrudscha hing mit jenem alten Gebirgswalle zusammen, der von hier in nördlicher Richtung bis in die Gegend von Przemysl zog und das Flyschmeer im Norden abschloß und von der podolischen Platte trennte. Während der Kreidezeit sowie im älteren Tertiär bestand er nach Zuber als eigentlicher Wall, wurde mit Beginn des Miocäns zerstückelt und sank mit dem Rande der podolischen Platte in die Tiefe, so daß heute von ihm, abgesehen von dem Rumpfgebirge der Dobrudscha nur die in die Sandsteinzone eingefalteten alten Strandgerölle Zeugnis geben.

II. Über das nordwestliche Ende der bukowinischen Randmulde.

Czarny dił-Gebirge.

Professor Uhligs Detailaufnahmen im Gebiete der bukowinischen permo-mesozoischen Randmulde[6]) reichen gegen Nordwesten nur bis in die Gegend von Kirlibaba und des Gestütes Bobeika. Über den weiteren Verlauf der Randmulde waren wir nur auf die

---

[1]) Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1877. — Neue Studien. Ebenda 1879, pag. 291. Paul: Natur des Flysches. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1877, pag. 444. Tietze: Geogn. Verhandl. von Lemberg 1882, pag. 64.

[2]) Die Randteile der Karpathen. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1885. pag. 424.

[3]) Beiträge zur Geologie d. westgal. Karpathen. Ebenda 1883, pag. 500. Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. I. T. Ebenda 1888, pag. 241 ff. Bau und Bild der Karpaten. 1903, pag. 838.

[4]) Neue Karpathenstudien. Ebenda 1902, pag. 247 ff.

[5]) Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha. Denkschrift d. k. Akademie d. Wissensch. Wien. XXVII, 1867.

[6]) Vorläufiger Bericht über eine geolog. Reise in das Gebiet der goldenen Bistritz. Sitzungsber. d. k. Akademie. 98. Bd. 1889, pag. 730. — Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. Ebenda. 106. Bd. 1897, pag. 190. — Bau und Bild der Karpaten. 1903, pag. 801.



Angaben Pauls angewiesen; seit dessen Aufnahme der Bukowina (1876)[1]) hat anscheinend kein Geologe dieses entlegene und wenig bewohnte Grenzgebiet betreten, da die Aufnahmsarbeiten Zubers[2]), dem wir auch eine ausführliche Beschreibung des kristallinen Grundgebirges verdanken, mit der galizischen Landesgrenze, dem Perkalabtale, abbrechen. Paul zeichnete für dieses zwischen den zwei Quellflüssen des Czeremosz, Perkalab und Sarata gelegene Gebiet über dem Grundgebirge einen einfachen, schmalen Streifen permischer und triadischer Gesteine, der vom Czerny kamen südwärts bis zu den Häusern von Sarata reicht und über dem die Flyschgesteine folgen.

Nachdem ich im Vorjahre anläßlich der erwähnten Exkursion in die Kimpolunger Gegend gekommen war und hier durch Herrn Professor Uhlig in den Bau der bukowinischen Karpaten, besonders der permisch-mesozoischen Randmulde eingeführt worden war, benutzte ich die gebotene Gelegenheit, in Begleitung des Herrn Dr. Rudnickj aus Lemberg, der mir, der Landessprache kundig, später manch wertvollen Dienst leistete, von Kimpolung aus mit dem Wagen nach Iswor und dann zu Fuß ins Quellgebiet des Czeremosz zu reisen, um dieses Gebiet näher kennen zu lernen.

Da mir, abgesehen von recht ungünstigen Witterungsverhältnissen, nur kurze Zeit für diese Gegend zur Verfügung stand, mußte ich mich hauptsächlich auf die Verfolgung des permotriadischen Zuges beschränken und konnte in den kristallinen und neokomoberkretazischen Schichten nur gelegentliche Beobachtungen machen. Dazu kommt, daß dieses Gebiet, ausgenommen die Gipfelpartien und einige kleinen Weiden am südlichen Abhange durchaus schlecht aufgeschlossen ist. Dichter Urwald, in dem die umgestürzten Baumriesen mehrfach übereinanderliegen, neuem Baumwuchse Nahrung bietend, und mehrere Schuh tief der Humus angehäuft ist, bedeckt die Abhänge; nur ganz selten kann man in Bachrissen etc. etwas anstehendes Gestein finden.

Das beigegebene Kärtchen kann daher besonders in den Grenzen der Kreideschichten nicht auf volle Genauigkeit Anspruch erheben.

Schließlich muß ich an dieser Stelle noch des gastfreundlichsten Entgegenkommens dankbar gedenken, welches mir vom Herrn griechisch-katholischen Pfarrer Tovstink in Szipott-Kamerale und dem Herrn Förster Merker in der Sorata erwiesen wurde, und das es mir ermöglichte, mich längere Zeit hier aufzuhalten.

Grundgebirge: Die kristallinen Schiefer, welche die Fortsetzung des kristallinen Stockes der Marmaros darstellen, bestehen nach Zuber der Hauptmasse nach aus Glimmerschiefer mit wechselnden schmalen Lagen von weißem Quarz und Muskovit; die sonst häufigen akzessorischen Minerale, wie Granat, Cyanit, Staurolith

[1]) Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A. 1876, pag. 280 ff.

[2]) Die kristallinischen Gesteine vom Quellgebiete des Czeremosz. Tschermaks Mittg. VIII. Bd. 1886, pag. 195. — Geologische Studien in den Ostkarpathen. III. Teil (in polnischer Sprache). „Kosmos“, IX. Lemberg 1884, pag. 361 ff.

fehlen fast gänzlich. Die Glimmerschiefer sind besonders im südlichen Teile unseres Gebietes verbreitet, wenn auch nicht in dem Maße, wie die alte Karte ergibt, da ein großer Teil oberflächlich von jungkretazischem Konglomerat bedeckt wird.

Solche Glimmerschiefer fand ich auch in der kleinen kristallinen Partie, welche in dem Tälchen östlich vom Nordende des Hreben ansteht. Schicht- und Verwitterungsflächen sind wohl durch eisenhaltiges Wasser oberflächlich rot gefärbt.

Im eigentlichen Czarny dił-Kamme nördlich von Sarata scheinen, soweit die Aufschlüsse es erkennen ließen, nicht so sehr diese hellen Glimmerschiefer verbreitet zu sein als jener dunkle, wohlgeschichtete Gneis, den Zuber (l. c. pag. 197) beschreibt. Wenigstens fand ich am Pornale (Punkt 1311 *m*) sowie nördlich davon (Punkt 1482 *m* u. a.) ein wohlgeschichtetes, bis feingefälteltes Gestein, welches aus Lagen weißen Quarzes, Feldspates und dunklen, grünlichbräunlichen Glimmers besteht, daher eine dunklere, grünlichgraue Gesamtfarbe besitzt. Milchweiße Quarzeinlagerung und Einsprenglinge von Schwefelkies sind nicht selten. Auch die kristallinen Schiefer von der Bachna gehören hierher, zeigen Quarzeinlagerungen und Pyritschüppchen.

Als Intrusivgestein ist die von Zuber (l. cit. pag. 196) als Einlagerung in den Glimmerschiefer angeführte Hälleflinta aufzufassen, welche im oberen Perkalabtal, bei den zwei Brücken am rechten Ufer, in steilen, phantastischen Felsen über dem Bache sich emportürmt. Ein hartes, günlichgraues, felsitisches Gestein, zeigt es unter dem Mikroskop in einer dichten Grundmasse von Feldspat und Quarz kleine Quarzkörner. Stellenweise wird er schiefrig und geht nach Zuber durch stark gefaltete, grünlichgraue Varietäten, die aus schmalen Quarzlagen wechselnd mit weißem und grünlichem Glimmer bestehen, in den oben beschriebenen Gneis über.

Schließlich fand ich am Ostabhange des Czarny dił oberhalb Szirokij grun neben kristallinen Schieferstücken Stücke eines feinkörnigen Biotitgranits, ohne daß es aber mangels jedes Aufschlusses möglich gewesen wäre, das gegenseitige Verhältnis von Granit und kristallinem Schiefer festzustellen. Wahrscheinlich ist der Granit als analoge intrusive Einschaltung, vielleicht auch als ein Gang aufzufassen wie die Hälleflinta des Westabhanges.

Der nördliche Teil des Czarny dił stellt mit seinem Gneis und den intrusiven Einschaltungen die Fortsetzung der nämlichen, an intrusiven Gesteinen gleichfalls ziemlich reichen Randzone des Grundgebirges bei Kimpolung, Pozoritta usw. dar[1]).

Über diesem Grundgebirge folgt nun die permisch-mesozoische Serie in der für die Ostkarpaten charakteristischen Ausbildung. Zu unterst ein rötlicher bis gelber Quarzitsandstein und ein Konglomerat, welches in einer gleichen Grundmasse von Quarzitsandstein mehr oder weniger abgerundete milchweiße Kieseln aufweist. Es ist dies dasselbe Schichtglied, welches wir in den ganzen Karpaten immer als erstes Sediment über dem Grundgebirge finden. Ziemlich allgemein rechnet man diese fossilleeren Quarzite und

[1]) Uhlig. Bau und Bild der Karpaten, pag. 796 f.



Konglomerate zur Permformation und bezeichnet sie wegen ihrer Ähnlichkeit mit dem alpinen Verrucano oft gleichfalls kurz mit demselben Namen.

Als nächstes Schichtglied folgten konkordant graue, schlecht geschichtete, meist stark zerklüftete und in eckige Bruchstücke zerfallende Dolomite, ähnlich dem Hauptdolomit unserer Ostalpen. Auch sie haben bisher noch nirgends Fossilien geliefert. Nach Paul[1]) gehen die Dolomite in unserem Gebiete nach oben hin in Kalke über; doch haben sich auch diese in gleicher Weise fossilleer erwiesen. Paul[2]) und andere haben diese Dolomite als Vertreter der unteren Trias angesprochen, während Uhlig[3]) in seinen späteren Arbeiten sie noch dem Perm zurechnet und den Bellerophontenkalken der Südalpen an die Seite stellt. Maßgebend für diese Auffassung waren die Lagerungsverhältnisse im Tatarketal bei Breaza, wo fossilführende Werfener Schichten den Dolomiten auflagern. Diese Dolomite (und Kalke) bilden den nördlichen Hauptkamm des Czarny dił, den sogenannten Czarny kamen, wo sie in steilen, malerisch zerklüfteten Felsen anstehen (vgl. Paul, pag. 282, Fig. 8), und ziehen von da südwärts, indem sie sich mehr dem Ostabhange nähern. Ihr Fallen ist im allgemeinen nordostwärts gerichtet, aber selten deutlich erkennbar.

Die Trias ist durch ein nicht sehr breites Band roter Schiefer, Jaspis und Eisenkieselbänkchen, seltener dunkler, grauer Schiefer (sogenannter Jaspisschichten) vertreten. Man trifft auf diese Schichten, wenn man von den Dolomiten ostwärts gegen das Saratatal herabsteigt und kann sie in mehr oder minder steiler Lagerung über den Dolomiten beobachten. Dagegen konnte ich einen derartig großen Lagerungsunterschied, wie ihn Paul (Fig. 16, pag. 311) zwischen den steilen Jaspisschichten und flachen Dolomiten zeichnet, nicht beobachten.

Weiter im SO, in der Gegend von Kimpolung, sind den Jaspisschichten mehrfach Kalklinsen mit reichem Fossilinhalte eingeschaltet, wie der „Blutstein“ im Pareu Cailor bei Pozoritta mit Halobien und Trachyceren der karnischen Stufe. Solche Vorkommen stellen nach Uhlig Miniaturriffen infolge heteropischer Differenzierung dar, während andere triadische Kalkvorkommen heute infolge der Denudation nur isolierte Blöcke darstellen, ehedem aber vielleicht ähnliche Riffe gebildet haben. Diese Vorkommen waren auch schon den älteren Autoren bekannt und haben Paul zur Aufstellung einer „Schichtgruppe der obertriadischen Kalksteine“ veranlaßt[4]).

Einlagerungen von Kalkstein in den triadischen Schiefern, wenn auch nur in geringem Ausmaße und ohne Fossilien, sind auch in unserem Gebiete zu finden. Am Südabhange des Pornale (Punkt 1311 *m*) fand ich nach Durchschreiten der kretazischen Sandsteine in den Wasserrissen oberhalb der Häuser rote Jaspisschichten, welche

[1]) Geologie der Bukowina, pag. 281 f.

[2]) Ebenda, pag. 281.

[3]) Sitzungsber. d. kais. Akademie d. Wissensch. Bd. 106, pag. 190. — Bau und Bild der Karpaten, pag. 681 f.

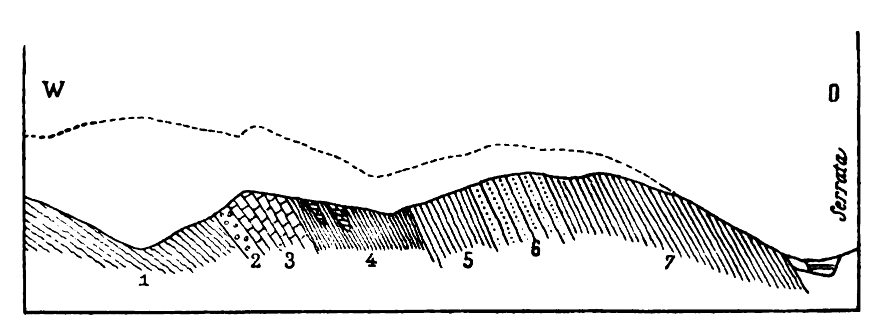
[4]) loc. cit., pag. 291.



unter 76° gegen S 60° O fallen, dann beim Weitergehen in nordwestlicher Richtung lichtgrauen Kalk mit weißen Spatadern und brecciösem Kalk, gebildet von lichten eckigen Kalkbrocken in einem dunkelroten, kalkigtonigen Bindemittel. Die Kalkbänke haben nur wenige Meter Breite, dann erscheinen graue mergelige Schiefer und neuerdings rote Jaspisschichten. Erst auf einer kleinen Anhöhe, die steil gegen Westen, gegen das nach Süden gerichtete Seitentälchen abfällt, erscheinen wieder die Dolomite und grauen Kalke des Perm. (Vgl. Fig. 2.)

Auch der helle, weiße bis rötliche, zuckerkörnige Kalk mit stellenweise brecciöser Beschaffenheit, gelblicher und brauner Verwitterungsfarbe an den Spaltflächen, welcher am Pornalegipfel west-

Fig. 2.



Durchschnitt vom Südabhang des Pornale.

1 Kristalline Schiefer. — 2 Permquarzit. — 3 Permdolomit. — 4 Triasschiefer mit Kalklinsen. — 5 Plattige Sandsteine. — 6 Grober Sandstein. — 7 Plattige Sandsteine und Mergelkalke mit Spatadern. (5—7 Unterkreide.)

lich vom Punkt 1311 *m* über kristallinischen Schiefern ansteht (vgl. Paul, Fig. 16, pag. 311.), scheint mir triadischen Alters zu sein. Gegen Süden hören diese Kalke, welche hier eine kleine steile Mauer bilden, rasch auf, so daß man einige Schritte nur weiter, unmittelbar über den kristallinen Schiefern, die Jaspisschichten antrifft. Verrucano und Permdolomit erscheinen erst weiter südwärts. Auch gegen Norden lassen sich diese Kalke nicht weiter als einige Schritte nur verfolgen, sie stellen sich somit ähnlich den Kalkbänken weiter südlich als eine etwas größere linsenförmige Einlagerung der triadischen Schichten dar, welche das lokalerweise hier fehlende Perm, welches weiter nördlich nach dem nächsten zur Sarata führenden Tälchen in normaler Lagerung auftritt, überschoben zu haben scheint. (Vgl. Fig. 3, pag. 446.)

Die drei Schichtglieder Verrucano, Dolomit und Jaspisschichten treten in den Ostkarpaten immer in engem Verbande miteinander auf. Ablagerungen des Lias- und Doggermeeres, welche nach einer Unter-

brechung der Sedimentation zu Ende der Trias und nach erfolgter Denudation von Süden transgredierten, sind in einzelnen Denudationsrelikten noch in der südlichen Bukowina gefunden worden. (Adnether Kalk im Vale sacca, dunkle, sandige Schiefer mit *Posid. alpina* bei Pozoritta, Braunjurakonglomerat von Isvoralb.) In unserem Gebiete sind von diesen Formationen keinerlei Spuren gefunden worden; wahrscheinlich reichten diese Transgressionen nicht so weit gegen Norden. Immerhin muß aber noch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß solche kleine Relikte noch gefunden werden und daß vielleicht unter sandigschiefrigem Neokomgestein Doggerreste vorhanden seien.

Unsere dreigliedrige permisch-mesozoische Serie zieht vom Nordkamme des Czarny dił (Czarny kamen) gegen den Westabhang oberhalb des Saratabaches; den Hauptkamm bilden vom Punkte 1495 *m* an die kristallinen Schiefer des Grundgebirges, der Zug reicht bis über den südlich vom Pornale W—O fließenden linken Zufluß der Sarata, Dolomit bildet noch die gerundete Kuppe südlich und zieht dann bis zu dem westlich vom Barani potok befindlichen Nordast der Bojernikowata. Dieser Zug, den schon Paul, wenn auch in etwas geringer Ausdehnung zeichnete, ist aber nicht vollständig zusammenhängend und einfach. Abgesehen von der kleinen lokalen Überschiebung des Perms am Pornalegipfel, scheint noch oberhalb Sirokij-grun eine blattartige Verschiebung vorhanden zu sein. Wenigstens fand ich beim Herabschreiten von der zwischen Punkt 1495 *m* und 1482 *m* gelegenen Dolomitkuppe im Sattel westlich der Sirokij-grun bezeichneten Rückfallkuppe aufs neue Spuren kristalliner Schiefer und Granite. Dann gegen die Rückfallkuppe zu erschienen noch einmal Dolomitspuren und dann erst die kretazischen Sandsteine und Schiefer, die den Abhang gegen die Sarata zu bilden.

Diese Ablagerungen eingehend zu untersuchen, war mir aus mehreren Gründen nicht möglich. Einerseits war die mir zu Gebote stehende Zeit zu gering und anderseits ist gerade dieser Ostabhang des Czarny dił dicht bewaldet und größtenteils ohne Aufschlüsse. Betreffs der stratigraphischen Gliederung dieser Schichten muß ich daher auf frühere Arbeiten, zunächst auf Paul zurückgreifen. Paul gibt (pag. 311) vom südlichen Teile des Pornale einen Durchschnitt mit einer Schichtfolge an, die auch ich, wenn auch nicht so deutlich — die Aufschlüsse scheinen sich wesentlich verschlechtert zu haben — an dieser Stelle gleichfalls beobachten konnte. Über den Jaspisschichten erscheinen zunächst plattige Kalksandsteine, dann grober Sandstein und Quarzkonglomerat, plattige, rötliche Kalkmergel mit Kalkspatadern und am Abhange gegen die Sarata zu neuerdings grober Sandstein und Konglomerat. Am linken Bachufer stehen blaugraue Kalksandsteine und Schiefer mit weißen Spatadern, Hieroglyphen etc. an, welche Paul mit Ropiankaschichten vergleicht. Sie werden auf den Höhen des Jarowec und Tomnatik von Sandstein und grobem Konglomerat überlagert. (Vgl. Fig. 3.)

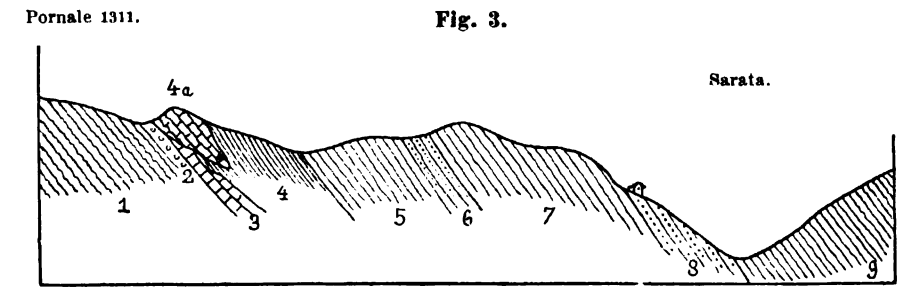
Paul hat alle diese Schichten bis zu den weiter im Nordosten auftretenden Schipoter Schichten der Unterkreide zugezählt. Die zuletzt genannten Sandsteine und Konglomerate stehen jedoch nach Uhligs



Untersuchungen mit den oberkretazischen Konglomeraten von der Innenseite der Randmulde mit *Exogyra columba* [1]) und cenomanen Ammoniten [2]), in unmittelbarem Zusammenhange, indem ein Streifen dieser Konglomerate bei Bobeika über die permisch-mesozoische Randmulde hinweg nach Norden greift. Somit sind diese Sandsteine und Konglomerate gleichfalls der Oberkreide zuzurechnen.

In dem untersten Schichtgliede des oben angeführten Durchschnittes, in den plattigen Kalksandsteinen fand Paul einen Belmniten und das zweitnächste Glied darüber, die rötlichen Kalkmergel, sind nach ihm mit den weiter südöstlichen, welche neokome Aptychen führen, identisch. Somit erscheinen die unteren Partien der Sandsteine als neokome Bildungen. Schwierig ist es jedoch, zwischen

Fig. 3.



Profil über den Pornale.

(Zum Teil nach C. M. Paul.)

1 Kristalline Schiefer. — 2 Permquarzit. — 3 Permdolomit. — 4 Jaspisschichten der Trias mit (4a) Kalkeinschaltung. — 5 Plattiger Sandstein (nach Paul mit Belemniten). — 6 Grober Sandstein. — 7 Plattige Kalkmergel mit Spatadern. — 8 Grober Sandstein (5—8 Neokom). — 9 Kalksandstein mit Spatadern und Hieroglyphen (Oberkreide).

oberer und unterer Kreide die Grenze zu ziehen, da wir ja nur in den oberen und unteren Schichten stratigraphische Anhaltspunkte haben. Am wahrscheinlichsten ist es, die groben Sandsteine dem Munczelsandstein gleichzustellen und die Oberkreide mit den Hieroglyphenschiefern (Pauls Ropiankaschichten) beginnen zu lassen.

Ähnliche Lagerungsverhältnisse wie in dem beschriebenen Profil konnte ich auch am Südabhange des Pornale und am gegenüberliegenden südlichen Bachufer beobachten. (Vgl. Fig. 2 und 4.) Plattige Sandsteine und Schiefer neben groben, konglomeratischen Sandsteinen ziehen ferner den Ostabhang des Czarny dił nordwärts und bilden mit NW—SO-Streichen und NO-Fallen den schmalen

---

[1]) Lill. Mém. d. l. Soc. géol. de France. T. I. Mém. 13, pag. 255. Paris 1833.

[2]) Vgl. Szajnocha. Über eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina. Verhandl. d. k. k. geolog. R.-A. 1890, pag. 87.

nördlichen Ausläufer zwischen Perkalab und Sarata nahe ihrer Vereinigung.

Zuber zeichnet auf seinem Kartenblatte des anstoßenden galizischen Gebietes eine mit der hier gezeichneten ziemlich übereinstimmende Grenze zwischen kristallinischem Schiefer und Flysch, rechnet aber alle Schichten über dem Grundgebirge zum Eocän, eine Meinung, die ich nicht zu teilen vermag. Das Eocän in Form von schwarzen Schiefern und kieseligen Sandsteinen (Schipoter Schichten) tritt erst am Nordostabhange des Tomnatik und Jarowec in NO geneigter Lagerung über den Oberkreidekonglomeraten auf, ein Verhältnis, das ich auch südlich am Wege von Par. Isvorului zu Bahna beobachten konnte.

Im Perkalabtale fand ich beim Forsthause und südlich davon feinkörnige, bräunliche, glimmerige Sandsteine, sandige Schiefer wechselnd mit gröberen, an Munczelsandstein erinnernden Sandstein, dunkle bis schwarze, sehr glimmerreiche, tonige Schiefer, die auf den ersten Blick an kristalline Schiefer erinnern, und dann graue und rote Tonschiefer, gleich denen mit *Aptychus imbricatus* der Kimpolunger Gegend. Nach dieser petropraphischen Beschaffenheit wie auch als Fortsetzung der Schichten vom Ostabhange des Czarny dił dürften diese Schichten vom unteren Perkalab gleichfalls dem Neokom angehören und es scheint nicht nur Eocän, sondern auch Neokom und Oberkreide noch über den Perkalab und Czeremosz zu ziehen.

Südlich vom Saratatale setzen sich die Neokomsandsteine und Schiefer auf den vom Barani westlich gelegenen Hügelzug fort. Auf der Wipczyna, westlich von dem Permdolomit, oberhalb der Bahna, fand ich einen nicht sehr grobkörnigen, bräunlichgrauen Sandstein, welcher nicht selten Cidaritenstacheln enthält und petrographisch an den Munczelsandstein erinnert. Ich habe ihn deshalb und weil er über den Hreben her in der Fortsetzung des Neokoms vom Pornale liegt, gleichfalls als Unterkreide eingezeichnet.

Ähnlicher Sandstein findet sich schließlich noch am Nordende des Hreben östlich des hier anstehenden Dolomits. Über sein Alter will ich jedoch nichts Gewisses sagen, da er auch zu der unmittelbar nördlich anstehenden Oberkreide gehören kann.

Wie schon bemerkt wurde, dürften zur Oberkreide die grauen Sandsteine und Schiefer mit Hieroglyphen gehören, die beim Forsthause am Nordumbiegen der Sarata sowie sonst am rechten Ufer vielfach zu beoachten sind. Ferner konnte ich sie weiter südlich am Kirlibababache bei Douha Risza unterhalb des Punktes 1382 *m* finden. Den Höhenzug selbst bilden die typischen Oberkreidekonglomerate, bestehend aus groben Quarzstücken mit zahlreichen kristallinen Brocken. Sie bilden die Fortsetzung der schon erwähnten Konglomerate mit *Exogyra columba* vom Cibotale bei Kirlibaba und setzen sich ihrerseits in die Sandsteine und Konglomerate des Tomnatik und Sarowec, wie des südöstlich gelegenen Hroby fort und begleiten so den Nordostrand der permisch-mesozoischen Randmulde. Außerdem zieht nach Uhlig von Bobeika an der Südseite der Randmulde ein Streifen dieser Konglomerate gegen das Gestüt Luczina zu und verleiht dadurch der Randmulde den Charakter einer oberkretazischen Insel.



In analoger Weise greift von diesen Konglomeraten auch ein Arm gegen Nordwesten vor, welcher die Randmulde des Czarny dił im Süden umfaßt. Am Kamme der Bojernikowata liegen in fast horizontaler Lagerung unmittelbar auf dem kristallinen Grundgebirge die groben Quarzkonglomerate mit zahlreichen Glimmerschieferstücken und wechsellagern mit feineren, deutlich plattigen, etwas glimmerigen Sandsteinen, wobei infolge der größeren Widerstandsfähigkeit die Gipfelsteine der einzelnen Hügel des Kammes durch die Konglomerate gebildet werden.

Schließlich wäre noch zu erwähnen, daß auch am Ostabhange des Czarny dił eine isolierte Partie dieser Konglomerate die Szirokij grun genannte Rückfallkuppe bildet. Da weiter abwärts wieder die mehrfach wechselnden Schiefer und Sandsteine wie weiter südlich am Pornale zu finden sind, macht diese Partie den Eindruck eines Denudationsrelikts, welches auf den neokomen Schiefern und Sandsteinen aufruht. Die Transgression der Oberkreide scheint an dieser Stelle weiter gegen Westen bis an die Randmulde selbst gereicht zu haben.

Während die älteren Forscher wie F. v. Hauer, Herbich, Paul u. a. nur eine einfache permisch-triadische Zone annahmen, an die sich außen die Flyschzone anlegt, hat Uhlig durch die Untersuchungen der Jahre 1889 und 1896 im Gebiete der Goldenen Bistritz und Moldawa nachgewiesen, daß man nicht von einem einfachen permisch-mesozoischen Streifen, als vielmehr von einer Randmulde sprechen muß, die dem präpermischen Gebirge eingesenkt ist, deren beide Flügel aber nicht immer in gleicher Weise ausgebildet sind. Der Innenflügel ist durchweg einfach und fast immer vorhanden, der Außen(NO)flügel zeigt nicht nur vielfache Komplikationen, Wiederholungen etc., sondern wird auch an mehreren Stellen durch die Sandsteinzone, namentlich die transgredierende Oberkreide, gänzlich verdeckt, wodurch dann der Anschein einer einfachen permisch-mesozoischen Randzone mit der sich regelmäßig daranlagernden Flyschzone erweckt wird. Gerade in dem unserem Teile benachbarten Gebiete von Luczyna ist in der bukowinischen Randmulde meist dieses Verhältnis zu beobachten.

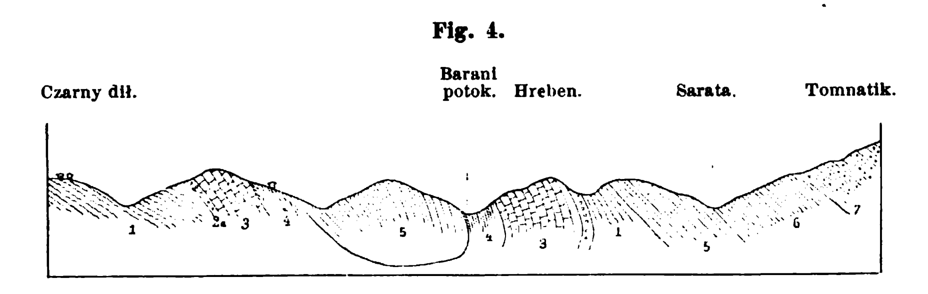
Bei Untersuchung des Czarny dił zeigte sich nun, daß im südlichen Teile desselben gleichfalls Reste eines Gegen- oder Außenflügels vorhanden sind, bei dem die Aufeinanderfolge der Schichtglieder umgekehrt ist, wie in dem von Paul schon beschriebenen Innenflügel.

Am Zusammenflusse der Sarata und des Barani potok genannten Baches stehen am Nordende des Hreben die grauen, brecciösen Dolomite des Perms an, ziehen über den Baranibach zum gegenüberliegenden Hügelzuge bis zum Nordbiegen der Sarata und ein letzter kleiner Felsen von Dolomit steht noch am linken Sarataufer am östlichen Pornale in der Nähe der Schleuse an. Die genaue Fallrichtung der Dolomite ließ sich nicht genau ermitteln, scheint aber gleichfalls ostwärts gerichtet zu sein, so daß der Außenflügel der Randmulde hier überkippt erscheint. Die Jaspisschichten der Trias treten etwas weiter den Baranibach aufwärts bei der Krümmung aus der SW- in die SO-Richtung auf.

Die älteren Formationen Verrucano und kristalline Schiefer konnte ich nur in einem kleinen Aufschlusse in dem Tälchen östlich vom Hreben finden. Sie weiter nach Südosten zu verfolgen, gestatteten leider die mangelhaften oder richtiger gesagt fehlenden Aufschlüsse nicht. (Fig. 4.)

Dagegen konnten östlich der Wipczyna oberhalb der Bahna Alpe aufs neue Spuren dieses Gegenflügels nachgewiesen werden. Den ganzen Anhang westlich des Baches nehmen kristalline Schiefer ein, über ihnen lagern auf der Höhe, dort, wo der Fußsteig der Nordostausläufer die Wipczyna erreicht, Verrucanoquarzit und Konglomerat und darüber die grauen Dolomite des Perms. Erst am Kamme der Wipczyna erscheinen grobe Sandsteine, vermutlich Neokom. Verrucano,

Fig. 4.



Profil durch den südlichen Teil des Czarny dił.

Etwas schematisiert; bis zum äußeren Glimmerschieferaufbruch NW—SO, dann SW—NO.

1 Kristalline Schiefer. — 2 Permquarzit (bei 2*a* ergänzt). — 3 Permdolomit. — 4 Triasjaspisschichten. — 5 Sandstein und Schiefer der Unterkreide. — 6 Mergelschiefer (Oberkreide). — 7 Oberkreidekonglomerat und Sandstein.

Dolomit und Spuren von Jaspisschichten fand ich auch unterhalb dieser Höhe im Quellgebiete des Bahnabaches, Verrucano im Quellgebiete der Sarata, während sonst diesen Nordostausläufer bis zur Sarata kristalline Schiefer bilden. Ob dieser Teil des Außenflügels mit dem schon besprochenen vom Hrebenende im Zusammenhange steht oder nicht, konnte aus den angegebenen Gründen nicht festgestellt werden.

Soviel ist aber nach dem Gesagten als sicher anzunehmen, daß wir es hier wie weiter südlich mit einer deutlichen permisch-triadischen Randmulde zu tun haben, deren Inneres von unterkretazischen Sandsteinen und Schiefern erfüllt ist; dazu kommt noch möglicherweise ein kleiner Zug Neokom, der den Außenrand begleitet (Hreben). Die transgredierende Oberkreide trennt diesen Teil der Randmulde von ihrer Fortsetzung bei Luczyna und umfaßt inselartig den südlichen Teil des Czarny dił.

Dabei wird der südliche Teil des Innenflügels durch die Konglomerate und Sandsteine der Stara Wipczyna und Bojernikowata

verdeckt, während vom Außenflügel der nördliche Teil durch die oberkretazischen Ablagerungen des Tomnatik verdeckt wird.

Mit dem Czarny kamen erreicht auch der Innenflügel sein nordwestliches Ende; man sieht im Perkalabtale nirgends mehr Verrucanodolomit oder Jaspisschichten anstehen. Unmittelbar über dem Grundgebirge lagern sich auf galizischem Boden Sandsteine und Schiefer der Flyschzone, erst noch weiter westlich in der Marmarosch erscheinen wieder kleinere Partien der Randmulde [1]).

[1]) Uhlig. Bau und Bild der Karpaten, pag. 812.



Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges.

Mit 3 Tafeln (Nr. XII—XIV), 41 Profilen und Ansichten im Text.

Von Dr. O. Ampferer.

Die Beobachtungen, welche in dieser Beschreibung zusammengefaßt wurden, sind in einer längeren Reihe von Jahren bei zahlreichen Wanderungen und Klettereien gesammelt worden, welche mich mit allen Höhen und Tiefen dieses Berglandes vertraut gemacht haben.

So ist es nicht verwunderlich, wenn manche neuen Tatsachen aufgestöbert wurden, welche nunmehr gestatten, unsere Kenntnisse vom Baue dieser Gebirge in einheitliche Beleuchtung zu bringen.

Der Beginn meiner Aufnahmstätigkeit fällt schon in die Jahre 1894—1898, wo jedoch nur gelegentlich der Hochtouren in allen Gebirgen vereinzelte Aufzeichnungen zustande kamen. Eine planmäßige Untersuchung trat im Sommer des Jahres 1899 in Kraft, in welcher Zeit ich und mein Freund W. Hammer meistens getrennt im Mieminger Hochgebirge arbeiteten. Als Ausgangsstelle diente uns die Seebenalpe, da die Koburgerhütte am Drachensee damals noch nicht erbaut war. Im Spätherbst desselben Jahres unternahm W. Hammer allein einen geologischen Streifzug in das Gebiet des Gaistales, des südlichen Wettersteins und des Wannecks. In großem Umfange brachte dann der Verfasser die Untersuchungen im Jahre 1901 in Gang, wo beträchtliche Teile des Frühjahres, Sommers und Herbstes mit Unterstützung durch die k. k. geologische Reichsanstalt dieser Aufgabe zugewendet werden konnten. Im Jahre 1902 sind ebenfalls einige Unternehmungen zu verzeichnen. Im Jahre 1903 vollendete ich im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt die Aufnahme im Bereiche des Blattes „Zirl—Nassereith", soweit das Gebirge nördlich vom Inn in Betracht kommt.

Ich hatte dabei Gelegenheit, die ausgezeichnete geologische Karte des Wettersteins zu benutzen, welche von O. Reis neu aufgenommen wurde und vom kgl. bayr. geognostischen Oberbergamt in München veröffentlicht wird. Diese Karte (1:25.000) bringt auch den österreichischen Anteil jenes Gebirges zur Darstellung. Ich statte an dieser Stelle dem genannten Herrn meinen herzlichen Dank ab, da mir durch seine wertvollen Arbeiten so vieles erleichtert wurde.

Es mag gleich hier erwähnt werden, daß meine Begehungen fast ausnahmslos seine Angaben bestätigten. Im Jahre 1904 streifte ich noch von Westen her das Gebiet in einigen Touren. In der Darstellung schließt sich diese Arbeit den geologischen Beschreibungen des südlichen und nördlichen Karwendels an, als deren Fortsetzung sie auch gedacht ist.

Damit liegt nunmehr das Kalkhochgebirge zwischen Achenseetalung und Fernpaß in neuer geologischer Bearbeitung vor und der Verfasser hat es sich nicht versagen können, seine eigenen Anschauungen über die Bildung dieser durch die mächtige Vorherrschaft des Wettersteinkalkes ausgezeichneten Bergwelt anzufügen. Die Trennung zwischen Beobachtetem und Hinzugedachtem ist natürlich so streng als möglich vollzogen worden. Die Einteilung der Arbeit folgt den naturgemäßen Formengruppen des Landes, die Beschreibung strebt vor allem die neuen Erfahrungen zu verwerten.

Die stratigraphischen Angaben sind mit in die Beschreibung einbezogen, da sie nichts so erheblich Neues bringen, daß eine Einzeldarstellung gerechtfertigt würde. In die Zeichnung der Profile ist so viel Sorgfalt gelegt worden, daß sie als ein wesentlicher Teil der Arbeit gelten können. Die Tafeln sollen für einige Erscheinungsformen eine größere Anschaulichkeit hervorrufen, als dies durch irgendeine Art von Beschreibung erreichbar wäre. Der Dank für jegliche Vorarbeit in der Erforschung dieser Gebirge ist schon in der freudigen Wiederaufnahme und Weiterbelebung derselben Arbeit gelegen.

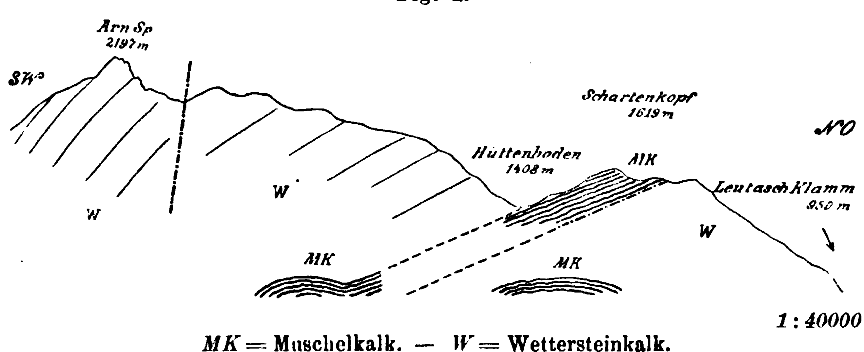
Der Arnspitzenkamm.

Im Osten des Isardurchbruches zwischen Scharnitz und Mittenwald endet das Karwendelgebirge mit breitem Absturz. Jenseits dieses Durchbruches erhebt sich der Kamm der Arnspitzen, deren ostwestlich streichender Hauptwall eine ungebrochene Fortsetzung des Vomper—Hinterautaler Zuges darstellt, während der gegen Nordosten gerichtete Zweig jene schuppenförmigen Überschiebungen zeigt, welche wir auch im Karwendel an der entsprechenden Stelle gefunden haben. Um diese Verhältnisse besser in ihrem Zusammenhange verfolgen zu können, sei nochmals in Kürze auf die wesentlichsten Strukturzüge aufmerksam gemacht, die uns östlich des Isardurchbruches entgegentreten. Wir sehen hier im Gebiete der Brunnsteinköpfe gewaltige, wenigstens dreifach übereinandergeschobene Wettersteinkalkplatten, unter denen gegen Norden gefaltete Massen von Muschelkalk und Reichenhaller Schichten emporstreben. Diese mächtigen, durchaus südfallenden Schichtschuppen bilden eine Decke, welche teilweise über steilgestellte Wettersteinkalk-, Muschelkalk- und Reichenhaller Schichten lagert. In der tief eingerissenen Sulzelklamm begegnen wir unter dieser Decke und über dem saiger gepreßten Grundgebirge größeren Resten von Kössener und Aptychenschichten. Bei der Erforschung des Karwendelgebirges konnten wir aus einer ganzen Reihe ähnlicher Vorkommnisse den Schluß ableiten, daß wir in diesen Resten jüngerer Schichten einen Streifen tief eingesunkenen Landes vor uns haben, der in jenem Gebirge von Süden her durch Massen älterer Trias-

gesteine überschoben wurde. Von diesem Gesichtspunkte aus treffen wir nun im Westen des Isardurchbruches Verhältnisse, die als eine Fortsetzung dieser Erscheinung am leichtesten begreiflich werden.

Der große Wettersteinkalkwall der Brunnsteinköpfe hängt ohne Zwischentritt von Störungen unmittelbar mit dem Arntalkopfe und dem Hauptkamme der Arnspitzen zusammen. Der von der Arnspitze (2197 *m*) gegen Nordosten abzweigende Seitenkamm (Fig. 1) zeigt uns von Süden gegen Norden Wettersteinkalk, dann Muschelkalk und endlich wieder Wettersteinkalk, in den die tiefe Schlucht der Leutascher Ache eingesenkt ist. Der Wettersteinkalk beherrscht in größtenteils ungeschichteten Massen den ganzen Nordostkamm der Arnspitze, welcher eine Anzahl unbedeutender Gratköcker bildet (Punkt 2026 *m* — Punkt 2015 *m* — Riedkopf 1973 *m* — Zwölferspitze 1933 *m* — Achterkopf 1743 *m*) und zum Sattel des Hüttenbodens (1406 *m*) absinkt. An diesem Sattel streichen in flach südfallender Neigung deutliche Muschelkalk-


Fig. 1.



MK = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk.

bänke (Kiel- und Knollenkalke) aus, welche sich nordwärts am Kamm bis über den Gipfel des Schartenkopfes (1619 *m*) hinaus verfolgen lassen, während sie sich vom Hüttenboden an sowohl an der West- als auch an der Ostseite des Achterkopfes und der Zwölferspitze zusammenhängend einerseits bis an die Sohle des Leutascher Tales, anderseits bis an jene des Isartales hinab verfolgen lassen. Die Grenze ist weder gegen den hangenden noch den liegenden Wettersteinkalk gut aufgeschlossen. Der mächtige nordwärts und unter diesen Muschelkalkbänken lagernde Klotz von Wettersteinkalk entbehrt fast durchaus der Schichtung, so daß er sehr wohl einen verwickelteren Aufbau besitzen kann, als aus den Aufschlüssen mit Notwendigkeit zu folgern ist. An der West- und Nordseite ist unter dieser Masse von Wettersteinkalk keine andere Schichtgruppe mehr erschlossen, wohl aber an der Ostseite, wo wir an den untersten Felsabsätzen des Schartenkopfes ein flaches, gewelltes Gewölbe von Muschelkalk aus der Tiefe hervorragen sehen. Ebenso wie der höhere Muschelkalkzug mit den hangenden Wettersteinkalkschichten in engstem Zusammenhange steht, so ist auch dieser tiefliegende Muschelkalkkern mit dem darüber liegenden Wettersteinkalke regelmäßig verbunden. Schon aus diesen Aufschlüssen

geht neben dem schuppenförmigen Übergreifen großer Gesteinsplatten eine bedeutende Senkung gegenüber dem Westrande des Karwendelgebirges hervor. Für diese Senkung haben wir aber noch einen viel wertvolleren Beweis. Im Nordabhange (Fig. 2) des Arntalkopfes (1524 *m*) befinden sich an der Bergsohle aufgelassene Stollen eines Bergbaues auf Blei und Zink. Hier treten nun in charakteristischer Entwicklung rote und grünliche, dünnschuppige Kalkmergel auf, wie wir solche im Karwendel häufig im Schichtsystem des oberen Jura enthalten finden. Das ganze Vorkommen ist von sehr geringer Ausdehnung (15—20 *m* Breite und 40—50 *m* Länge) und zwischen Wettersteinkalk eingeschlossen, der mit Rutschflächen dagegen grenzt. Diese steil stehenden Rutschflächen nähern sich gegen Westen und bilden so einen Winkel, der von den jungen Schichten ausgefüllt wird, welche dabei steile und verbogene Schichtstellungen einnehmen. In diesen jurassischen Schichtresten eine Fortsetzung der jungen Schicht-

Fig. 2.

Arntalkopf 1524 m — S — N — Felder von Scharnitz — Bleibergwerk — Ried Boden — 900 m — W — W — J

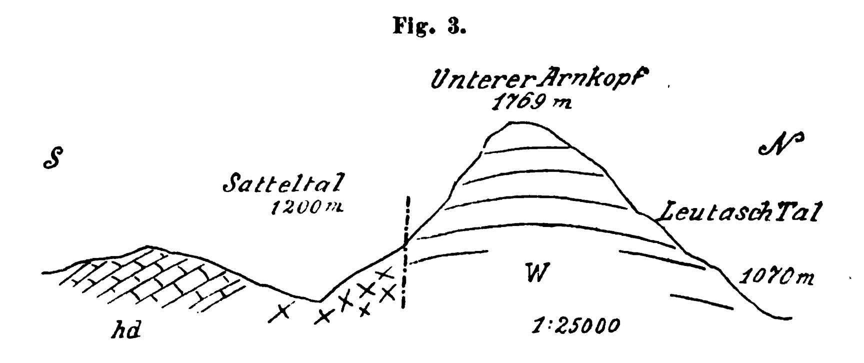
1 : 21000

W = Wettersteinkalk. — J = Jura.

einschlüsse der Sulzelklamm zu erblicken, liegt wohl sehr nahe. Machen wir die Annahme, daß sie ungefähr an der Sohle der Überschiebungsdecke ihre Lage haben, wie alle ähnlichen Vorkommnisse im Karwendel, so können wir daraus einen Einblick in den Betrag der Senkung gewinnen, welcher der Gebirgskamm der Arnspitzen wenigstens im nordöstlichen Teile ausgesetzt war. In der Sulzelklamm treffen wir die jungen Einschaltungen in rund 1600, hier in 950 *m* Höhe. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß das zweite Vorkommen auch beträchtlich südlicher als das erste ansteht und die Überschiebungsdecke im allgemeinen von Süden gegen Norden ansteigt. Wenn wir aber die flache Lagerung der über und nordwärts von dieser Jurascholle lagernden Schichtmassen beachten und in ihnen Bestandteile der großen Überschiebungsdecke erkennen, so erscheint eine allgemeine Senkung um 500—600 *m* als sehr wahrscheinlich. Diese Senkung hat indessen kein sehr großes Gebiet ergriffen, denn schon im Hauptkamme der Arnspitzen ist sie bedeutend geringer und nördlich des Leutaschtales im Kamme der Wettersteinwand überhaupt nicht mehr von Belang.

Der Hauptkamm der Arnspitzen, der sich von der Porta Claudia bei Scharnitz bis zum Durchbruch des Leutaschtales erstreckt, zeigt einen ziemlich einfachen Aufbau. Im Gebiete des Arntalkopfes herrscht noch wie in den Brunnsteinköpfen ein steiles Südfallen, das sich gegen Westen stark verringert. Infolgedessen verlieren auch die südlich angelagerten Raibler Schichten, welche anfangs unterhalb des Sattels zwischen Arntalkopf und Arnspitze ziemlich regelmäßig vorliegen, bald den ursprünglichen Zusammenhang und stoßen gegen die Wettersteinmassen ab. Schon in der Sattelklamm treffen wir nur mehr Rauchwacken der Raibler Schichten, welche an den wandförmigen Südabbruch der flachgelagerten, dickbankigen oder ganz ungeschichteten Wettersteinkalke stoßen. Westlich des Hohen Sattels (1483 *m*), in dem Abhange gegen Leutasch, liegen bereits Wettersteinkalk und zerdrückter Hauptdolomit unmittelbar nebeneinander. Die Grenzlinie des Wettersteinkalkes gegen Raibler Schichten und Hauptdolomit verläuft stets ober-

Fig. 3.



W = Wettersteinkalk. — *hd* = Hauptdolomit.

halb der Taleinrisse im Südgehänge der Arnspitzen. Aus ihrem Verlaufe (Fig. 3) am Westabfall des Unteren Ahrenkopfes (1769 *m*) bei Leutasch kann man erkennen, daß die Verwerfung zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk nahezu saiger steht. Der Nordabhang des Arnspitzenkammes gegen das Leutaschtal wird fast ausschließlich von Wettersteinkalk zusammengesetzt, denn der Muschelkalkzug des Hüttenbodens reicht nur bis zu dem großen Schuttkegel an der Nordseite der Arnspitzen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß in den mächtigen Kalkmassen vielfach kleinere Störungen durchlaufen, doch vermögen sie nicht den einheitlichen Bauplan zu verändern.

Wir haben nach diesen Ausführungen in dem Zuge der Arnspitzen einen mächtigen, ostwestlich streichenden Wall aus Wettersteinkalk vor uns, der sich im Osten unmittelbar an die Brunnsteinköpfe und damit an das Gefüge der Vomper—Hinterautaler Platte anschließt. Während er im östlichen Teile noch steiles Südfallen aufweist, geht dasselbe gegen Westen in ein sehr flaches über. Dementsprechend legen sich nur im östlichen Abschnitte die steil südfallenden Raibler Schichten konkordant an die Wettersteinplatten,

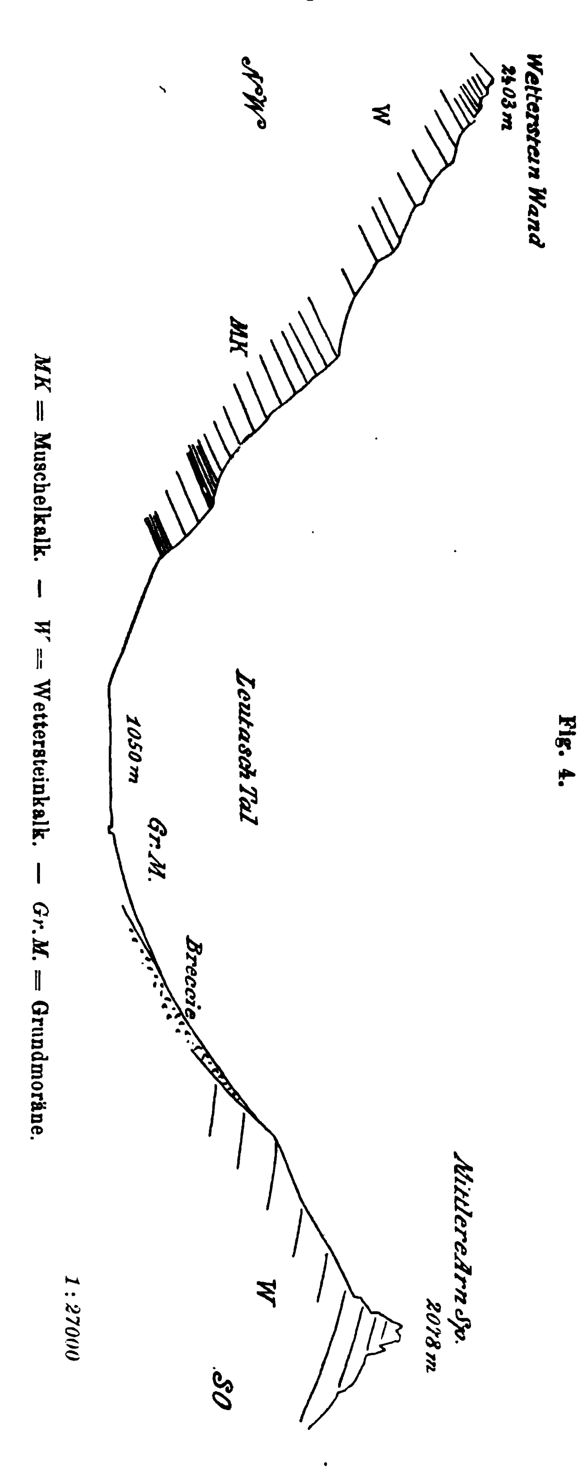


Fig. 4.

MK = Muschelkalk. — W = Wettersteinkalk. — Gr.M. = Grundmoräne.

während sie und der Hauptdolomit weiter westlich schräg dagegen stoßen. Der von der Arnspitze gegen Nordosten ausstrahlende Seitengrat zeigt uns unter dem Wettersteinkalke einen Muschelkalksockel, welcher wieder einem Klotz aus Wettersteinkalk mit einem Muschelkalkkern aufgelagert ist. Im Norden des Arntalkopfes verrät eine kleine Scholle jurassischer Gesteine, daß wir auch hier noch eine Decke von älteren Triasschichten vorliegen haben, welche teilweise über eingesunkene jüngere Schichten hingeschoben wurde. Auf diese Weise bildet der Zug der Arnspitzen ein wichtiges Übergangsglied zwischen dem Karwendel- und Wettersteingebirge. Der Niedrigkeit der Gipfelhöhen angemessen finden wir weder ein typisches Kar noch ausgedehntere glaziale Ablagerungen.

Der bedeutendsten Glazialablagerung dieses Gebietes begegnen wir am Nordabfall des Kammes (Fig 4.) Hier ziehen sich von den drei Felsgipfeln breite Furchen hinab, die durch vorspringende Berghänge zu einem großen Trichter zusammengedrängt werden. Unterhalb dieses Trichters breitet sich nun ein großer Schuttkegel aus, der auch ältere Bestandteile enthält. Steigen wir am östlichen Rande dieses Schuttkegels empor, so treffen wir bald eine festverkittete Breccie aus Wettersteinkalkbrocken, welche sich von 1080 *m* bis gegen 1600 *m* an dem steilen Gehänge verfolgen läßt. Ich konnte in dieser Gehängebreccie keine erratischen Stücke entdecken, dafür ist sie bis in 1300 *m* Höhe reichlich von kleineren zentralalpinen Geröllen überstreut, soweit dieselben nicht durch ganz junge Schuttströme überschüttet sind. Die Breccie zieht sich in einer tieferen Felsfurche am Gehänge empor, die teilweise auch jetzt noch als Schuttbahn in Benutzung steht. Bemerkenswert ist der Umstand, daß die Spitze des heutigen Schuttkegels um mehr als 200 *m* tiefer als die obersten Reste der Breccie endigt. Die Leutascher Ache hat auf einer langen Strecke den Fuß des Schuttkegels angeschnitten und dabei besonders im westlicheren Teile unter dem Gehängeschutte deutliche Grundmoräne mit gekritzten und zentralalpinen Geschieben erschlossen. Diese lehmige Grundmoräne reicht unter das heutige Bett der Leutascher Ache hinab. Reste von deutlicher Grundmoräne finden wir auch in spärlichem Ausmaße im Süden der Arnspitzen in dem Graben, der von Leutasch zum Hohen Sattel (1483 *m*) emporzieht. Im unteren Teile dieses Grabens sowie besonders in der Schlucht östlich vom Hohen Sattel (Sattelklamm) begegnen wir großen Massen von Hauptdolomitschutt. An der Westseite des Hohen Sattels treten jedoch zwischen 1200—1400 *m* Höhe stark bearbeitete Grundmoränen mit erratischen Geschieben auf. Sie besitzen eine nur sehr geringe Mächtigkeit. Zentralalpine Geschiebe sind weit verbreitet und fehlen nur dem höchsten Teile der Felsgipfel. Ich konnte dieselben auf der Ostseite der Arnspitze von Scharnitz bis zum Punkt 1961 *m*, auf der Westseite von Leutasch bis Punkt 1945 *m*, auf der Nordseite von der Leutaschklamm bis zum Schartenkopf 1619 *m* und zum Hüttenboden verfolgen. Diese erratischen Geschiebe haben sich an dem steilen Gehänge nur dadurch erhalten können, daß sie in kleinen Felswannen liegen blieben. Interessant ist die Verteilung dieser Erratika im Zusammenhange mit der Oberflächenform der Bergkämme.

Soweit sich die Erratika verfolgen lassen, haben wir ausgesprochen abgerundete, stark abgenutzte Bergformen, rundliche Felsköpfe und dazwischen flache Mulden. Höher setzen dann sofort die scharf umrissenen, furchigen, zackigen reinen Verwitterungsformen ein. So deutlich wie am Kamm der Arnspitzen tritt der Gegensatz der beiden Formenreiche selten in die Erscheinung und ist hier auch zugleich durch die Funde von Erratika bis nahe an die obere Grenze der Abrundungen als glaziale Wirkung belegt. Auffallend ist an allen Kämmen der lebhafte Wechsel von Felsköpfen und Einsattelungen. Um einen Einblick in diese Verhältnisse zu geben, habe ich im folgenden von den drei Kämmen der Arnspitzen die stärker hervortretenden Felsköpfe mit ihren Höhen in Reihen so angeordnet, daß den Höckern jedes Kammes je eine Reihe entspricht.

	Meter					
Westgrat . . .	1080	1769	1889	1945	2000	—
Ostgrat	960	1287	1330	1524	1750	1963
Nordostgrat . . .	1022	1550	1619	1743	1933	1973

Weitaus die größten Unterschiede bemerken wir am Beginne der jeweiligen Höckerung. Außer diesen großen Höckern finden sich auch noch kleinere, welche jedoch in der Nähe der größeren liegen. Die zwischenliegenden Mulden sind am Ost- und am Nordostgrat stellenweise zu großen Furchen ausgeweitet, welche alle Anzeichen glazialer Entstehung an sich tragen. Zwischen Arnspitze und Arntalkopf ist die größte dieser Furchen eingesenkt, welche über dem Steilabbruche des Südhanges bei 1350 *m* einsetzt und sich erst flach, dann jedoch steil gegen Norden neigt. Diese Furche streicht nahezu genau in derselben Richtung wie der Taldurchbruch bei Porta Claudia. Eine Anzahl größerer Furchen finden sich dann im Norden des Schartenkopfes, welche jedoch entsprechend der Richtung des Leutascher Tales von West gegen Ost streichen. Diese Furchen greifen erst ansteigend an der Nordwestseite des Schartenkopfes ein, senken sich dann und ziehen vereint gegen Osten, wo sie über steilen Abbrüchen ausgehen. Diese Furchen sind hier noch mit zahlreichen erratischen Geschieben versehen, welche sich in ihren Wannen vor dem Absturze bewahrten. Die Furchen beginnen in 1500 *m* Höhe, steigen etwa 50 *m* an und sinken jenseits wieder bis 1500 *m* herab.

Das Seefelder Gebirge.

(Fig. 5—8.)

Während nördlich von Scharnitz das Karwendelgebirge sich durch das Bindeglied der Arnspitzen mit dem Wetterstein verbindet, begegnen wir südwärts bis zum Inn einer bedeutenden Einsenkung, welche vor allem durch gefaltete Schichten des Hauptdolomits ausgefüllt wird. Diese Einsenkung erstreckt sich gegen Westen bis zum Sattel von Buchen, wo bereits wieder der Hochgebirgskamm der Mieminger Kette mit dem mächtigen Gewölbe der Hohen Munde sich emporhebt. Die Begrenzung dieses tiefliegenden Gebietes wird durch die im Osten, Westen und Norden in ziemlich steiler Neigung ab-

sinkenden Wölbungen von Wettersteinkalk gegeben, denn in den Mulden greift der Hauptdolomit nach Ost und West weit in die benachbarten Gebirge hinein. Der Abfall dieser Rücken aus Wettersteinkalk, von denen die Raibler Schichtendecke stark zurückgewittert ist, schwankt zwischen 45°—25° Neigung. Da in der ostwestlichen Richtung zwischen den Gewölben des Gleierschkammes und der Hohen Munde eine Strecke von 16 *km* Länge sich ausdehnt, welche von Hauptdolomit beherrscht wird, so würde man bei der Annahme, daß sich das Gefälle nach unten gleichsinnig fortsetzt, auf eine ganz ungeheuerliche Tiefe dieser Einsenkung schließen müssen. Gegen eine solche spricht wohl allein schon der Umstand entscheidend genug, daß diese Einsenkung nur von Hauptdolomit und nicht noch jüngeren Schichten erfüllt wird. Wir haben uns eine breite, flache Einsenkung vorzustellen mit relativ sehr steil aufgebogenen Rändern, welche durch die Aufwölbungen der angrenzenden Gebirge gebildet werden. Dazwischen greift die Einsenkung durch die angegliederten Muldenzüge gleichsam nach beiden Seiten in die höher gefalteten Gebirge hinein. Damit ist aber auch schon die Charakteristik dieser Einsenkung gegeben, welche darin besteht, daß die Muldenzonen ohne bedeutendere Niederbiegung darüberziehen, während die Gewölbescheitel dazwischen eine beträchtliche Erniedrigung erleiden. Dadurch wird im Gebiete der Einsenkung der Höhenunterschied zwischen gewölbten und eingebogenen Schichtstücken stark verändert, es verschwinden die Überhöhungen der Sättel zwischen den Mulden.

Vergleichen wir den Bau dieses Gebirges mit den östlichen und westlichen Faltungsgebieten, so fällt uns auf, daß das erstere Gebirge gegen die letzteren viel enger zusammengefaltet, gleichsam ganz zusammengeklappt ist. Zeichnen wir uns zum Beispiel einen Querschnitt durch die Karwendelfalten, so geht unmittelbar aus dem Anblicke hervor, daß die weitgeöffneten Mulden noch Raum für jüngere Schichten hätten. Das Gebirge ist nach oben noch einer weiteren Ausstattung durch jüngere Schichten fähig, wobei natürlich nur eine Ausstattung gemeint ist, welche sich noch vollkommen an die Baulinien des Untergrundes anschließt. Treten jedoch in einem Gebirge Mulden auf, welche so weit zusammengepreßt sind, daß sich ihre Schenkel berühren, so schließen dieselben die Beteiligung von jüngeren Schichten, welche nicht im Muldenkern enthalten sind, an diesem Faltensystem aus. Ein gleiches gilt natürlich für eng zusammengedrückte Gewölbe, welche nach unten die Grenze der Schichten bestimmen, welche noch in den betreffenden Faltenzug einbegriffen sein können. Aus dieser Überlegung kann man die Mittel gewinnen, die ungefähre Mächtigkeit eines gefalteten Systems zu erkennen, da eben die Größe und der Inhalt von Mulden und Sätteln in einem strengen, mechanisch notwendigen Verhältnis zur Dicke der gebogenen Schichtplatten stehen. In der Natur liegen freilich die Faltungen nicht in so einfachen Umrissen vor, da durch das vielfache Eingreifen von Brüchen und Verschiebungen Störungen entstehen, welche den Einblick erschweren. Außerdem sind ganze Schichtverbände häufig durch Erosion herausgenommen. In anderen Fällen haben sogar mehrere Faltungen auf demselben Gebiete stattgefunden, welche manchmal verschiedene

Schichtgruppen beherrschen. Auf diese Weise sind Stellen, wo man aus Mulden und Sätteln mit größerer Genauigkeit die Dicke der gleichsinnig gefalteten Schichtlagen ablesen kann, nicht gerade häufig.

Aus den Größenverhältnissen der meisten Sattel- und Muldenzüge der nördlichen Kalkalpen kann man sofort den Schluß ziehen, daß an einem gleichsinnigen, einheitlichen Faltensystem durchaus nicht etwa alle Schichtgruppen der Alpen, sondern jeweils nur ein bestimmter Teil derselben beteiligt ist. Daraus geht mit Notwendigkeit das Vorhandensein von Überschiebungen hervor, da die geschlossenen Mulden und Sättel, je nach der Lage ihres Faltsystems, entweder tiefer liegende oder höhere Schichtgruppen oder beides zugleich an der Befolgung einer gleichartigen Faltung verhindern. So müssen unter enggepreßten Gewölben Überschiebungen vorhanden sein und ebenso oberhalb von zugeklappten Mulden, sobald darüber noch Schichten sich zur Zeit der Faltung befunden haben. Das Ausmaß dieser Überschiebungen ist natürlich ein sehr verschiedenes, je nach dem Umfange und der Gestalt der sie bedingenden Faltwellen. Wenden wir diese Überlegungen auf das Seefelder Gebirge an, so erkennen wir aus seinen geschlossenen Mulden, daß auf ihm zur Zeit der Faltung entweder überhaupt keine jüngeren Schichten lagen oder daß dieselben eine von der Unterlage abweichende, nicht in dieselbe eingreifende Struktur besaßen. So bildet das Seefelder Gebirge, da sich dasselbe in die Karwendelfalten hinein fortsetzt, auch für diese Falten einen Abschluß nach oben. Die geringeren Höhenunterschiede zwischen Mulden und Sätteln in dem Seefelder Gebirge entspringen ebenfalls aus dem Umstande, daß die Faltung immer nur beschränkte Schichtgruppen umfaßt. In einer solchen Schichtgruppe müssen die mittleren Schichtlagen die höchsten Wellen beschreiben, während nach unten und oben die Wellenausschläge abnehmen. Mit diesen Ausführungen stimmt die Beobachtung überein, daß zum Beispiel weder im Karwendel noch im Mieminger Wetterstein oder Lechtaler Gebirge zu einem einheitlichen Faltensystem gleichzeitig Schichten vom Muschelkalk bis zur Kreide verwendet sind, obwohl diese Schichtserie über das ganze Gebiet verbreitet ist. Allenthalben begegnen wir einer Zerlegung dieses großen Verbandes in zwei Teile, von denen meistens der eine die Trias bis einschließlich des Hauptdolomits, der andere den Hauptdolomit und die jüngeren Schichten umfaßt. Dabei ist indessen nicht jene Zerlegung gemeint, welche daraus entspringt, daß manchmal Zonen aus verschiedenaltrigen Schichtfolgen nebeneinander zu liegen kommen.

Wenn wir das Seefelder Gebirge als tektonische Vervollständigung und oberen Abschluß der Karwendelfaltung betrachten, so gewinnen wir den Eindruck, daß wenigstens jener Teil des Karwendels, welcher mit diesem Gebirge verbunden ist, bereits zur Zeit der Auffaltung der Schichten vom Hauptdolomit aufwärts entbehrte. Dadurch wird der Gegensatz der hochgefalteten Ketten gegenüber den Streifen eingesunkener jüngerer Schichten noch bedeutend verschärft, indem sein



Ursprung in viel ältere Zeiten zurückverlegt werden muß. Ob nun aber das Fehlen der Schichtserien durch nachträgliche Erosion zu erklären ist oder ob dieselben in den betreffenden Gebieten nie zur Ablagerung gelangten, konnte im Seefelder Gebirge nicht ermittelt werden. Die hier in Betracht kommenden Muldenstücke, meistens wildzerrissene Felsflanken, konnten zur Entscheidung dieser Fragen nicht eingehend genug untersucht werden. Dem Anscheine nach sind übrigens kaum daraus Aufschlüsse zu gewinnen.

Schon gelegentlich der geologischen Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges (siehe Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1898, Bd. 48, Heft 2) wurde darauf hingewiesen, daß sich sämtliche Strukturlinien des angrenzenden Karwendels auch im Seefelder Gebirge wieder erkennen lassen.

Wir finden Fortsetzungen der Zirlermähder Mulde, des Solsteingewölbes, der Gleierschtalmulde, des Gleierschkammsattels und der Hinterautalmulde. Ebenso streben von Westen die Mulde des Gaistales, das Gewölbe des Mieminger Kammes und teilweise noch die Mulde der Mieminger Hochfläche mit ihrer Struktur in das Gebiet der Einsenkung herein.

Die Einsenkung selbst, welche durch die Mulde sich nach beiden Seiten in die höher gefalteten Gebirge hinein fortsetzt, zeigt im östlichen kleineren Teile ein scharfgratiges Gebirge, im westlichen eine weite, von flachen Höhen- und Talzügen gewellte Hochfläche. Das erstere Gebiet, das Seefelder Gebirge, hat bereits in der früher angeführten geologischen Beschreibung des Karwendels auf pag. 366—368 eine von drei Profilen begleitete kurze Darstellung erhalten. Dieselbe soll hier noch weitere Ergänzungen und Berichtigungen erfahren.

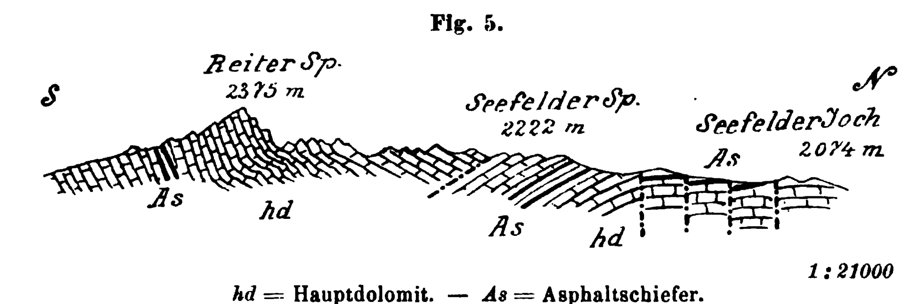
Das Seefelder Gebirge bildet die Umrandung des großen mächtigen Eppzirler Doppelkares. In einem gegen Norden geöffneten hufeisenförmigen Bogen umschließen die bedeutendsten Erhebungen diesen Hohlraum und strahlen zugleich gegen außen viele, aber durchaus unbedeutende Absenker aus. In dem Bogenstück Erlspitze—Kuhlochspitze—Freiung—Reiterspitze sehen wir aus einem mächtigen System von meist saiger stehenden Hauptdolomitplatten nicht nur die höchsten, sondern auch die schroffsten Berggestalten herausgeschnitten. Verfolgen wir diese steilgestellte Zone gegen Osten, so sehen wir, daß wir darin den Südflügel der Gleierschtalmulde vor uns haben, an welchen der Nordflügel ganz eng herangepreßt wurde. Südlich von dieser zusammengepreßten, hochgestellten Gleierschtalmulde treffen wir an den Südgraten der Kuhloch- und Reiterspitze flachgewölbte, von meist senkrechten Sprüngen durchsetzte Schichtstellungen, welche eine unmittelbare Fortsetzung des Solsteingewölbes bilden. Noch weiter südlich stoßen diese flachgelagerten Hauptdolomitschichten an saiger stehende Hauptdolomit- und Raibler Schichten, welche sich als Fortsetzung der Zirlermähder Mulde angliedern. Gehen wir von dem Hauptkamme (der zusammengeklappten Gleierschtalmulde) nach Norden, so treffen wir ebenfalls wieder auf mächtige flachgelagerte Schichtmassen, die dem Gewölbe des Gleierschkammes entsprechen.

Diese flachgelagerten Massen von Hauptdolomit treten auf den von der Reither und Erlspitze nach Norden strebenden Bergkämmen

in gleicher Weise auf und an beiden Graten kann man erkennen, daß die steilgestellten Schichten der südlichen Mulde etwas über das nördliche Gewölbe vorgeschoben sind. Dieses Verhältnis ist in der früher erwähnten Darstellung des Seefelder Gebirges übersehen worden und muß durch die hier mitgeteilten Beschreibungen und Profile (Fig. 5) berichtigt werden.

Steigen wir von der Reither oder der Erlspitze über die zackigen Grate nach Norden, so begegnen wir immer weniger steil nordfallenden Schichtgruppen, bis wir plötzlich vor südfallenden weitgewölbten Bänken stehen. Strebt man nun entlang den südfallenden Schichtbänken gegen das Kar von Eppzirl hinab, so bemerkt man, daß sich diese Schichtbänke beträchtlich unter die äußersten nordfallenden Schichtgruppen hineinschieben. Wir erkennen eine kleine Überschiebung der Mulde über das nördlich vorliegende Gewölbe, welche durch die beiliegenden Profile ersichtlich gemacht wird. Dieselbe Überschiebung ist auch an dem Gratabsenker zu erkennen, welcher von

Fig. 5.



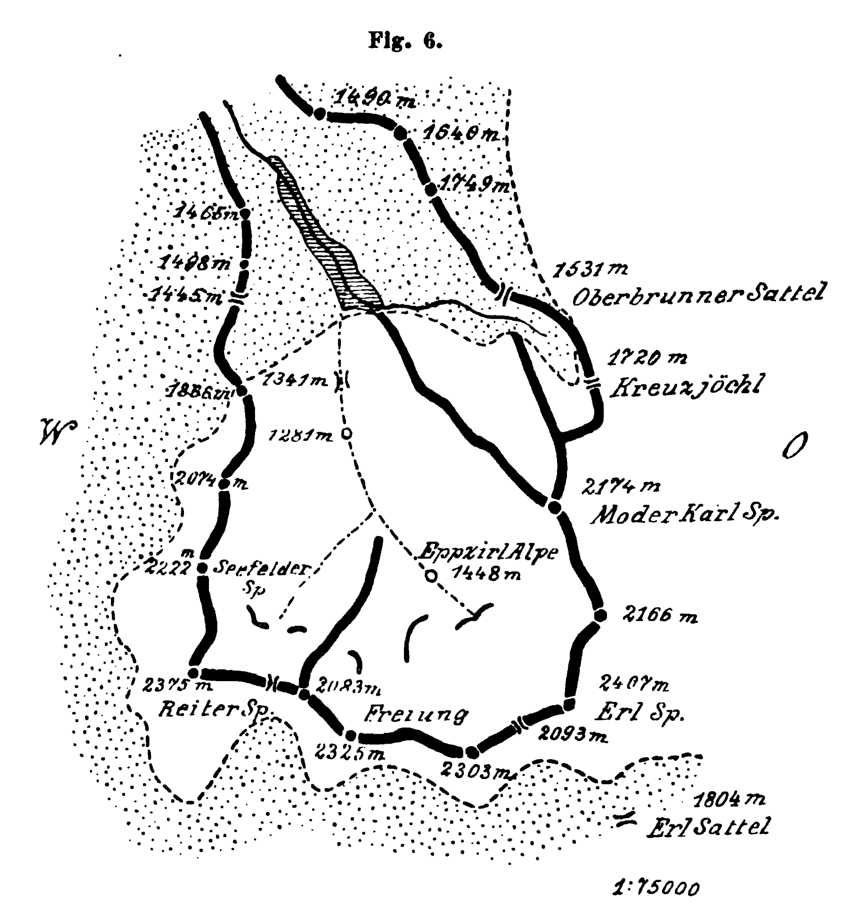
hd = Hauptdolomit. — *As* = Asphaltschiefer.

der Reither Spitze gegen Nordwesten abzweigt und als Harmelesgrat bezeichnet wird.

Das Gewölbe des Gleierschkammes prägt sich noch in deutlicher Weise in den flachgewölbten Schichtbogen aus. Die nördlich anschließende Hinterautalmulde ist jedoch viel undeutlicher ausgesprochen. An die flach aufgewölbten Schichten schließen sich mit plötzlichem Übergang nahezu saiger stehende, welche den vorderen Teil des Eppzirler Tales von der Hohen Schwelle bei 1341 *m* an zu beiden Seiten beherrschen. Außer steilen Schichtstellungen treffen wir in diesem niedrigeren nördlichen Abschnitte des Seefelder Gebirges noch große ungeschichtete Hauptdolomitmassen. Fassen wir die Betrachtungen über den Schichtbau des Seefelder Gebirges kurz zusammen, so finden wir die Aufwölbungen des Karwendelgebirges als flachere Schichtbogen wieder, zwischen denen die Mulden meist ganz zusammengedrückt eingefügt sind. Daß der Unterschied zwischen hohen Sätteln und tiefen Mulden bedeutend verändert ist, kommt wohl am besten in der Lage der höchsten Erhebungen in einer Muldenzone zum Ausdruck. Es erscheinen gleichsam die Mulden, da ihre Flügel ganz aneinandergedrückt sind, zwischen den Sätteln emporgehoben. Auch bezüglich der glazialen Ablagerungen müssen hier noch einige Beiträge hinzugefügt werden.

Das große Eppzirler Kar (Fig. 6), welches durch den Felsgrat des Sonntagskopfes in einen größeren östlichen und kleineren westlichen Raum zerlegt wird, hat eine hufeneisenförmige Bergumrandung, welche vom Seefelder Joch bis zur Moderkarlspitze nirgends erheblich unter 2100 *m* Höhe hinabsinkt. Wir finden am Seefelder Joch eine Höhe von 2074 *m*, am Ursprungsattel 2083 *m*, an der Eppzirler Scharte 2093 *m*, an

Fig. 6.



Skelettkarte der Seefelder Gruppe.

Die dicken Striche bezeichnen Bergkämme, die doppelten Moränenwälle. Das punktierte Gebiet zeigt die Verbreitung von zentralalpinen Findlingen, das schraffierte die Einlage von Inntaler Grundmoräne an.

den Scharten zwischen Fleischbankspitze und Moderkarlspitze 2141 *m* und 2140 *m*. Der breite Kamm der Moderkarlspitze erhebt sich zu 2199 *m* und 2174 *m*. An der Außenseite dieses von zackigen Felsgraten besetzten Bergkranzes treffen wir allenthalben sehr reichlich verstreut zentralalpine Geschiebe, welche sich jedoch nirgends über 1900 *m* hinauf verfolgen lassen. Stellen wir die höchsten Fundorte zusammen,

so begegnen wir am Westhange des Seefelder Joches erratischen Trümmern bis über 1700 *m*, am Südgrat der Reither Spitze, am Schoasgrat und am Rauhen Kopf bis 1900 *m*, am Südhange der Erlspitze oberhalb des Erljoches ebenfalls bis 1900 *m* und im Norden der Moderkarlspitze, im Graben des Kreuzjöchl bis gegen 1700 *m*. Die West- und Südseite dieses Bergwalles ist natürlich, da an ihr die Eismassen des Inntalgletschers unmittelbar vorbeiströmten, weit reicher als die Nord- oder Ostseite. Dafür geben die Verhältnisse am Erlsattel einen klaren Einblick. Vom Inntale herauf ist das ganze Gehänge bis zur Höhe des Sattels 1804 *m* mit zahlreichen und häufig großen zentralalpinen Blöcken übersät. Am Südhange der Erlspitze habe ich noch 100 *m* über dem Sattel (1900 *m*) ein Stück stark verwitterten Glimmerschiefers gefunden. Knapp unterhalb des Sattels auf der Inntalseite häufen sich die erratischen Trümmer zu besonderer Dichte. Der flache Sattel ist ebenfalls davon bestreut und auch am Abhange gegen das Gleierschtal begegnen wir ihnen bis etwa in die Höhe von 1700 *m*. Von dort abwärts fehlen sie nahezu vollständig. Der flache Boden, auf welchem die Zirler Christenalpe liegt, setzt sich talab in Resten von Terrassen fort, die fast ausschließlich aus dem Gesteinsmaterial der nächsten Umgebung zusammengesetzt sind. Mehrfach verraten besonders die tieferen Lagen eine grundmoränenartige Struktur.

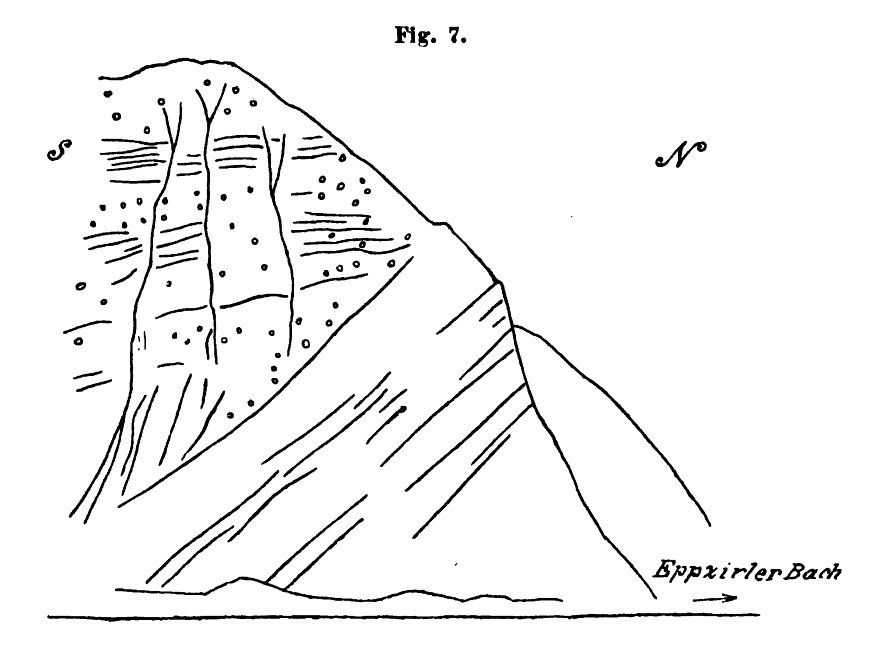
Das Gleierschtal selbst ist von der Amtssäge an auswärts besonders auf der östlichen Talseite von Schuttstufen begleitet, die in der Nähe der Amtssäge und auch an anderen Stellen deutliche gekritzte Geschiebe aus Wettersteinkalk enthalten. Während diese Schuttmassen in der Umgebung der Amtssäge mehrfach bis zum Bach hinabsteigen, senkt sich der letztere talauswärts immer mehr in eine schmale, tiefe Felsklamm ein. So liegen die Grundmoränenreste am Ausgange des Gleierschtales zu beiden Seiten hoch über der schmalen Schlucht des Baches auf breiteren Felsschultern der Talgehänge. In den Grundmoränen des Gleierschtales finden sich nördlich von der Amtssäge unterhalb des Jagdschlosses als Seltenheit kleinere erratische Geschiebe. Gegenüber an der anderen Talseite ist in 1207 *m* Höhe knapp über dem Bache ein Lager von Bändertonen aufgeschlossen, in dem gekritzte Geschiebe und zentralalpine Gesteine eingebettet sind.

Aus diesen Vorkommnissen können wir schon schließen, daß das große Eppzirler Kar schwerlich vom Eise des Inntalgletschers erreicht worden sein kann. Wohl reichen die deutlich abgerundeten Felsformen noch über 1900 *m*, ja sogar etwas über 2000 *m* empor, aber die zackigen Grate der Karumrandung zeigen keine Erniedrigung, welche erheblich über 2100 *m* herabsinkt. Diese Annahme wird nun auch durch die Beobachtung bestätigt, daß sich im Grunde dieses Kares keine zentralalpinen Gesteine finden. Desto reicher daran ist der nördliche Teil des Eppzirler Tales. Wandern wir von Norden in diesem Tale aufwärts, so begegnen wir erst einer schmalen, in saiger stehenden Hauptdolomit eingefressenen Klamm. Die Felshöhen zu beiden Seiten sind mit Resten stark bearbeiteter Grundmoräne bekleidet, welche sich besonders an dem westlichen Höhenzuge bis gegen 1400 *m* Höhe verfolgen lassen. Im Tale treffen wir allent-



halben Blöcke und Trümmer von zentralalpinen Gesteinen in solchem Reichtum, daß die Trümmer des Hauptdolomits dagegen geradezu zurücktreten. Von 1120 *m* aufwärts (die Höhe der Felsschwelle am Taleingang beträgt 1118 *m*) lagern nun erst auf der östlichen, dann auf beiden Seiten Stufen von Grundmoränen, welche meistens bis zum Bach herabreichen. Der Bach läuft nicht mehr auf Fels, sondern auf Schuttgrund. Bei Punkt 1174 *m* war im Jahre 1896 nach einer starken Regen- und Gewitterzeit ein Profil (Fig. 7) in diesen Schuttmassen entblößt, welches für ihre Erklärung von Wichtigkeit ist. Da im Jahre 1903 bei einem neuerlichen Besuche diese Stelle durch Abschwemmung und Vermuhrung bereits vernichtet war, soll ihre Dar-

Fig. 7.



stellung durch eine bei der ersten Begehung aufgenommene Zeichnung festgehalten werden. An dem etwa 20 *m* hohen Aufriß, der bis zum Bach herabzieht, bemerken wir eine untere aus feinem schlammigem Material aufgebaute Abteilung, über welcher eine obere aus bedeutend gröberem Schutt lagert. Die untere Masse zeigte eine deutliche steil gegen Süden (25—30°) gerichtete Schichtung, während die obere durch den Wechsel von Lagen dunkleren und helleren Schuttes eine Art von annähernd horizontaler Bänderung aufwies. Einzelne Lagen dieser oberen Abteilung waren lose verkittet, so daß sie als steilere Stufen hervortraten. Die obere als auch die untere Ablagerung enthielt gekritzte Geschiebe und erratische Gesteine. Das Vorkommen ist nur von beschränkter Ausdehnung, doch läßt sich besonders von dort taleinwärts die Scheidung einer unteren feinschlammigen von einer oberen gröberen Ablagerung überall erkennen. Von 1190 *m* aufwärts war damals am Bachbette auf mindestens 100 *m* Länge unter

der feinschlammigen, stark bearbeiteten Grundmoräne · fester feiner Bänderton mit vereinzelten gekritzten und zentralalpinen Geschieben zu erkennen. Indessen dürfte auch die obere gröbere Lage nach ihrem Enthalte von gekritzten Geschieben und zentralalpinen Gesteinen als Grundmoräne anzusprechen sein, die jedoch gegenüber der unteren bedeutend weniger stark bearbeitet erscheint. In den meisten Fällen findet jedoch zwischen beiden ein allmählicher Übergang statt. Die harten Bändertonlager ziehen bis zur Teilung des Tales am Grunde des Bachbettes hinein. Der Bach wendet sich nun in scharfem Buge gegen Osten und streckt seine Quellarme zum Moderkarl und gegen das Kreuzjöchl empor. In der geraden Fortsetzung des Tales begegnen wir einer hohen Stufe, welche größtenteils von Hauptdolomit erbaut wird und von etwa 1210 *m* bis 1341 *m* aufsteigt. Nur kleine Quellen treten an dem untersten Absatze dieser Schwelle aus, welche das ganze Tal sperrt und hinter sich einen langen flachen Talboden mit einem gegen 50 *m* hohen Wall abschließt. Zu wasserreichen Zeiten füllt sich dieser Boden mit einem See. Die Ausdehnung dieses

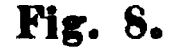
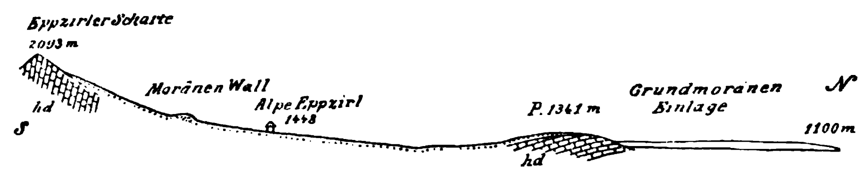


Fig. 8.



hd = Hauptdolomit.

Hohlraumes muß früher eine bedeutend größere gewesen sein, da von den steilfelsigen Bergseiten allenthalben mächtige Schuttströme sich darein ergießen. Ein solcher Schuttkegel breitet sich auch auf der Höhe der Schwelle aus, deren obere Teile wohl ihm ihre Entstehung verdanken. Man darf jedoch nicht übersehen, daß die Schwelle zum größten Teil aus Fels erbaut wird. Die große Einlage von Grundmoränen findet schon in halber Höhe der Schwelle ihr Ende. Von der Schwelle aufwärts ist das Eppzirler Kar frei von zentralalpinen Geschieben, während dieselben dem Bache entlang in großer Menge bis zum Sattel von Oberbrunn (1531 *m*) und weiter im Graben gegen das Kreuzjöchl bis nahe an 1700 *m* verstreut liegen.

Im Eppzirler Kar begegnen wir ausgedehnten, in steter Fortbildung begriffenen Schuttströmen, unter denen sämtliche Quellen des Hintergrundes verschwinden. Im Hintergrunde selbst treten aus diesen gleichmäßig geneigten Schuttlehnen Querwälle hervor, die ihrer Form und Anlage nach als Ringwälle eines hochgelegenen Gletscherstadiums anzusehen sind. Ihre Verteilung ist ganz interessant, indem den größeren Auffangräumen auch größere und tiefer gelegene Wälle entsprechen. Die beigegebene Abbildung (Fig. 8) zeigt ihre Anordnung besser als eine Beschreibung. Die Wälle setzen in Höhen zwischen 1500 *m* bis 1840 *m* ein. Man könnte beim Anblick dieser Querwälle auch an Schuttwälle denken, welche am Fuße lang anhaltender Schneefelder

durch darüber heruntergleitende Trümmer entstehen. Dem entspricht jedoch weder ihre Form noch ihre Verteilung. Ich habe zahlreiche Schneestreifen, welche in den Karen auf den Schuttfeldern oft bis in den Herbst sich erhalten, begangen und beobachtet, ohne einen größeren Schuttwall zu entdecken, der durch sie veranlaßt worden wäre. Einmal ist die Form dieser Schneestreifen meist die einer gegen unten schmal ausgezogenen Zunge und anderseits ist bei ihrer steilen Neigung die Geschwindigkeit der darüber abschießenden Steine zu groß, um knapp am Rande liegen zu bleiben und einen bogenförmigen Wall zu bilden. Solange der Schnee weich ist, bleiben alle Steine darin stecken, die genügende Härte zum Gleiten ist aber nur einen kleineren Teil der Bestandzeit über vorhanden. Außerdem entspricht die Anlage eines Querwalles gar nicht der starken und fortwährenden Formveränderung eines Schneestreifens.

Ein Schneefeld, das auf einem gleichmäßig geneigten steilen Hang zusammenschmilzt, kann unmöglich darauf einen einzelnen größeren Querwall anlegen, da es bei seinem Rückzuge an keiner Stelle genügend lang unverändert verbleibt und daher den abgleitenden Schutt ziemlich regelmäßig verstreut.

In dieser Hinsicht gleicht die Schuttverteilung eines steilen Schneefeldes ganz der einer steilen Schutthalde, wo auch die größeren rundlicheren Stücke weiter hinabkollern als der feinere Gries und scharfeckige Splitter. Im übrigen hemmt ein Schneefeld, welches ja immer wieder an der Sonne erweicht wird, in sehr bedeutendem Maße die rasche Bewegung von daraufstürzenden Trümmern, da sich dieselben leicht darein einwühlen.

Ebenso kann es auf einem flachgeneigten Hange nicht zur Bildung eines bedeutenderen Randwalles kommen, weil hier wieder die Ursache zum Abgleiten fehlt. Es gibt indessen Stellen, wo bei besonderen lokalen Ursachen durch Schneefelder Schuttwälle angelegt werden. Der größte Teil der Ringwälle auf den Karschwellen und an den Berghängen ist jedoch durch die Schuttlieferung vorübergehender Schneefelder sicherlich nicht zu erklären.

Nachdem wir so die Verteilung der namhafteren glazialen Ablagerungen im Seefelder Gebirge vorgeführt haben, müssen noch die eigentümlichen Beziehungen der Grundmoränen und Bändertone des Eppzirler Tales zum Inntalgletscher hervorgehoben werden.

Die noch jetzt erhaltene mächtige Einlage von stark bearbeiteter Grundmoräne im vorderen Teile des Eppzirler Tales kann nicht als die Ablagerung eines aus dem Eppzirler Kar vordringenden Lokalgletschers aufgefaßt werden. Dagegen spricht sowohl die reichliche allseitige Vermischung von Dolomit und Kalk mit zentralalpinen Geschieben als auch die zahlreich enthaltenen prächtig entwickelten gekritzten Geschiebe. Wenn man vor den großen Grundmoränenresten des Eppzirler Tales steht, glaubt man Vorkommnisse des Inntales vor sich zu haben, so stark bearbeitet sind die Geschiebe und so innig ist kalk- und zentralalpines Material vermengt. Vergleichen wir die Größe des Eppzirler Kares mit der Ausbildung dieser Grundmoränen, so müssen wir gestehen, daß ein so unbedeutender Gletscher

unmöglich eine Grundmoräne von solcher Mächtigkeit und Bearbeitung zu erzeugen imstande ist.

Die Mächtigkeit der Grundmoränen beträgt noch jetzt trotz der fortwährenden starken Erosion stellenweise über 40 *m*. Ebensowenig wie diese Massen von stark bearbeiteter Grundmoräne als Erzeugnisse des Eppzirler Gletschers angesehen werden dürfen, können sie vom Inntalgletscher von Süden her über den hohen Bergkranz herübergeschleppt worden sein. So bleibt für ihre Ablagerung nur die Einführung von Westen oder von Norden übrig.

Vergleichen wir die Richtung der großen Tallinie von Seefeld gegen Scharnitz, welche die Hauptstromlinie des Inntalgletschers bestimmte, mit der Lage unseres Tales, so sehen wir, daß beide Richtungen ungefähr einen Winkel von 70⁰—80⁰ miteinander einschließen. Dieser Richtungsunterschied schließt von vornherein für einen Gletscherstrom, welcher sich von der Höhe von Seefeld gegen Scharnitz bewegt, die Möglichkeit aus, entlang dem Seitentale eine erodierende Wirkung auszuüben. Solange der Strom des Inntalgletschers den westlichen Seitenkamm nicht zu überschreiten vermochte, konnte von ihm Eis und Schutt nur durch Hereinstauen von Norden weiter in das Eppzirler Tal hineingelangen. Eine von Norden hereingepreßte Eismasse verlor dadurch nahezu ihre ganze Bewegungsfähigkeit. Mit dem Höherschwellen des Inntaleisstromes war notwendigerweise ein Überschreiten des westlichen Seitenkammes in seinen niedrigeren, nördlich vom Seefelder Joch gelegenen Teilen verbunden. Daß hier in bedeutendem Umfang Inntaleismassen über den Kamm vordrangen, beweisen die zahlreichen erratischen Geschiebe sowie die an der Westseite dieses Kammes vielfach vorhandenen kleinen Reste von stark bearbeiteter Grundmoräne, welche bis zu 1400 *m* Höhe emporsteigen. Die Eismassen, welche den Kamm im Westen des Eppzirler Tales überschritten hatten, konnten sich nicht demselben entlang bewegen, sondern mußten quer darüber und über die östlichen Höhen weitergeschoben werden. Auch sie konnten in dem quer auf ihre Bewegungsrichtung laufenden Talgrunde keine bedeutendere Erosionswirkung erlangen. Mit dem Überschreiten des westlichen Seitenkammes mußte die früher allenfalls vorhandene Rückstauung von Eis ein Ende finden.

Aus diesen Überlegungen geht der Schluß hervor, daß die gewaltigen Massen stark bearbeiteter Grundmoränen nicht durch Eiserosion im Grunde des Eppzirler Tales geschaffen sein können, sondern durch das Eis hereingeschleppt und hier abgelagert worden sein müssen. Die Anhäufung von so großen Grundmoränenmassen erfolgte an einer Stelle, wo sie nicht durch Aufarbeitung des Grundes entstehen konnte, an einer Stelle fast ganz aufgehobener Erosion. Aus dieser Tatsache kann man folgern, daß am Grunde des Inntalgletschers große Mengen von Grundmoränen vorwärts, und zwar auf- und abwärts bewegt wurden, welche an einzelnen geschützten Stellen abgelagert werden konnten.

Da diese Grundmoränenmassen höchstwahrscheinlich zum weitaus größten Teil von Eismassen herbeigeschafft wurden, welche den westlichen Seitenkamm überschritten hatten, der im Durchschnitt das vordere Eppzirler Tal um 300 *m* überragt, so erkennen wir daraus, daß es diesem Eisstrome möglich war, Grundmoränen bergauf und bergab zu bewegen. Anfangs kann auch Grundmoräne durch von Norden hereingestautes Eis abgelagert worden sein. Sobald jedoch die Eismassen bis zur Höhe des westlichen Seitenkammes angeschwollen waren und diesen überschritten, mußte eine solche rückläufige Bewegung wenigstens größtenteils aufgehoben werden. Für die Annahme, daß der größte Teil der Grundmoränen von der Westseite hereingetragen würde, stimmt auch das Zuordnungsverhältnis der Höhen des westlichen Bergkammes und der Grundmoränenverbreitung. Die Grundmoränen reichen im Eppzirler Tale fast genau bis zu jener Stelle, wo sich der westliche Seitenkamm von Höhen unter 1500 *m* bis zu solchen über 1800 *m* hinaufschwingt. Die Auffindung reichlichen zentralalpinen Trümmerwerkes in der Gegend von Oberbrunn und im Graben des Kreuzjöchls bis nahe an 1700 *m* Höhe beweist weiters, daß die Eismassen, welche von Westen her ins Eppzirler Tal gelangten, sich über den Sattel von Oberbrunn weiter bewegten und jenseits dann wohl wahrscheinlich mit dem Karwendeleise zusammenstießen. Man könnte hier wohl auch vermuten, daß die zahlreichen Erratika der Gegend von Oberbrunn von Süden über den Erlsattel hergetragen worden seinen. Dem steht jedoch entgegen, daß nur die Westseite des Oberbrunner Sattels reich an Erratika ist, während sie auf der Ostseite überaus selten sind. Dann befindet sich die Verbreitung der erratischen Trümmer auf der Westseite in unterbrochenem Zusammenhang mit den Grundmoränen des vorderen Eppzirler Tales. Während wir so von Westen her eine dichte geschlossene Überstreuung mit erratischen Geschieben vom Inntal über Seefeld ins Eppzirler Tal bis nach Oberbrunn verfolgen konnten, fehlt an der Ostseite des Seefelder Gebirges vom Erlsattel nach Oberbrunn ein solcher Zusammenhang. Es überquerte, nach dieser erratischen Saat zu schließen, ein mächtiger Teil des Eisstromes das nördlichste Seefelder Gebirge und lagerte in dem vor seiner Erosion geschützten Eppzirler Tale gewaltige Massen mitgeschleppter Grundmoränen ab.

Diese Erscheinung findet überhaupt an zahlreichen Orten dadurch eine Bestätigung, daß die Vorkommnisse von größeren Massen von Grundmoränen größtenteils sich hinter vorspringenden Felsnasen, angelehnt an höhere Felsstufen oder in Vertiefungen befinden, welche von Felshöhen überragt werden. Wenn wir uns eine unebene Fläche vorstellen, welche mit Schmirgel abgeschliffen werden soll, so wird beim Gebrauche eines größeren Scheuerkörpers, solange die Bewegung ungefähr in derselben Richtung erfolgt, sich in den Eintiefungen und hinter Vorsprüngen Schmirgel sammeln, während die vorragenden Stellen blank gefegt werden. Es bilden sich gleichsam von der Bewegung unbetroffene Stellen, Bewegungsschatten, heraus, in denen sich das Schleifmaterial so lange ablagert, bis der schützende Vorsprung abgetragen ist. Die Verteilung der Grundmoränen ähnelt nun jener des Schmirgels auf einer abgeschliffenen unteren Fläche.

Die große Anhäufung von Grundmoränenmaterial des Inntalgletschers in dem Winkel des Eppzirler Tales ist aber auch noch in anderer Hinsicht sehr bemerkenswert. Wie wir aus der Erforschung des benachbarten Karwendelgebirges wissen, besaßen die Kare und Täler hier eine sehr beträchtliche Eigenvergletscherung. Die Verhältnisse im Eppzirler Tale scheinen nun darauf hinzuweisen, daß hier der Talgletscher vollständig vom Inntaleise zurückgedrängt wurde. Denn ohne Entfernung der Eppzirler Gletscher aus dem vorderen Teile des Tales hätte die Inntaler Grundmoräne doch unmöglich eingelagert werden können.

Die feingeschlämmten Bändertone, welche über den Grundmoränen auftreten, beweisen, daß auch vor Beginn der Grundmoränenablagerung hier kein Talgletscher sich ausbreitete. Aus dem Vorkommen dieser Bändertone muß man einerseits auf eine Versperrung des unteren Talausganges und anderseits auf Eisfreiheit des mittleren Tallaufes schließen. Da sich die ausgezeichnet entwickelten Grundmoränen unmittelbar über den Bändertonen ausbreiten und talabwärts sie ersetzen, liegt es nahe, anzunehmen, daß durch das Eis des Inntalgletschers, welches von Seefeld gegen Scharnitz strömte, der Talausgang verstaut wurde, während noch der Eppzirler Gletscher weit zurück im Kargrunde lag. Durch das höher anschwellende und hereindrängende Eis wurde dann die Ablagerung von Bändertonen beendet und mit Grundmoränen bedeckt. Die im vorderen unteren Teile der Grundmoränen eingeschaltete geschichtete Zone ist vielleicht auch durch diesen Vorgang erklärbar.

Der Gletscher des Eppzirler Kares kann sich, nach den Ablagerungen, des vorderen Eppzirler Tales zu urteilen, während der Anwesenheit des Inntalgletschers nicht entlang der Talsohle herausgeschoben haben. Auch in keinem Rückzugsstadium erstreckte er sich über die hohe Talschwelle (Punkt 1341 *m*) nach Norden. Wenn wir den bedeutenden Umfang des Eppzirler Kares in Betracht ziehen, möchte man nach diesem Firngebiete auf einen weit größeren Gletscher schließen. Bedenken wir aber die verhältnismäßig geringe Höhe der Umwallung (nur einzelne scharfe Felsgipfel erheben sich bedeutend über 2200 *m* mittlere Höhe) und ihren raschen steilen Abfall, so wird uns die geringe Entfaltung der Eigenvergletscherung leicht verständlich. Der mächtige Eisstrom, welcher quer über das Eppzirler Tal hinwegzog, vermochte wohl den Eppzirler Gletscher zurückzuhalten, aber nicht in seinen Kargrund hineinzudringen. Die Verdrängung des Eppzirler Gletschers von seinem Talabfluß hat zur Voraussetzung, daß beim Zusammenstoßen der fast senkrecht gegeneinander fließenden Eisströme der Inntalgletscher einen Überdruck oder wenigstens Gleichdruck gegen den Eppzirler Gletscher besaß. Dieser Überdruck mußte sich leicht geltend machen, weil ja die vom Eppzirler Gletscher durch die Talöffnung gedrängte Eismasse weit kleiner war, als die in derselben Zeit vom Inntalgletscher geförderte.

Ohne die stauende Wirkung des großen vorbeiströmenden Gletschers würde der Eppzirler Gletscher nie so bedeutende Standhöhen haben erreichen können. Um sich einen Abfluß zu ermöglichen, mußten seine Massen bis wenigstens zur Höhe des vorbeistreichenden



Gletschers aufgedämmt werden. Aber auch dann konnte kein stationärer Zustand sich ergeben, da immer noch der Zufluß des Eppzirler Gletschers dem Abfluß des Inntalgletschers nicht gleichkommen konnte. Als das Ergebnis dieses Zusammenwirkens ist wahrscheinlich ein periodischer Wechsel zwischen dem Vordringen des Inntal- und Eppzirler Eises anzusehen. Jedenfalls wurde der Abfluß des Eppzirler Gletschers in der Richtung des Hauptgletschers ganz gegen Osten gedrückt.

Die Seefeld—Leutascher Hochfläche.

Das Seefelder Gebirge nimmt nur ungefähr die östliche Hälfte der großen Einsenkung ein, welche sich zwischen Karwendel- und Mieminger Gebirge ausdehnt. Die westliche Hälfte wird von einer Hochfläche gebildet, in deren Formen sich der Bau der Unterlage nur ganz unbedeutend verspüren läßt. Wer zum erstenmal den scharfen Formengegensatz zwischen dem Seefelder Gebirge und der Hochfläche von Seefeld-Leutasch gewahrt, ist versucht, den grellen Unterschied vielleicht in einem sehr verschiedenen Schichtenbau zu vermuten. Dem ist indessen nicht so, da wir bei genauem Nachforschen so ziemlich alle tektonischen Elemente des Seefelder Gebirges in den verschiedenen Schichtstellungen wieder verfolgen können. Freilich sind die Aufschlüsse infolge reicher Wald- und Wiesendecken viel seltener, kleiner und außerdem scheinen schichtungslose Massen hier weiter verbreitet.

Trotzdem läßt sich erkennen, daß das Schichtstreichen wie im Karwendel- und in dem Seefelder Gebirge durchschnittlich ein ostwestliches ist. Da nun das Inntal, welches die Südgrenze unserer Hochfläche bildet, von Nordwest gegen Südost strebt, so schneiden die südlicheren Schichtzüge der Hochfläche schräg daran ab. Wenn wir von Südosten her den Anschnitt des Inntales verfolgen, so treffen wir von Zirl bis etwas oberhalb von Unter-Pettnau saiger stehende Schichten, und zwar erst Raibler Schichten, die allmählich in Hauptdolomit übergehen. Es ist die unmittelbare Fortsetzung der Zirlermähder Mulde. Schroff daran gesetzt folgen weiter aufwärts mächtige Schichtmassen, welche bei nordsüdlichem Streichen meistens flach gegen Osten fallen. Größere Gesteinsverbände des Hauptdolomits entbehren hier jeglicher klaren Schichtung. Die gerade angegebene Schichtstellung beherrscht den Raum von Unter-Pettnau bis zum Kochental bei Telfs, wobei noch zu bemerken ist, daß sich im allgemeinen weiter westlich das Schichtfallen gegen Osten versteilt. Das Kochental ist gerade an jener Stelle eingeschnitten, wo unter den Bänken des Hauptdolomits die Rauchwacken und Tonschiefer der Raibler Schichten wieder emportauchen. Jenseits des Rochentales tritt am Birkenkopf sogar noch eine Scholle von Wettersteinkalk unter den Raibler Schichten zutage, welche indessen nur die eben genannte Anhöhe zusammensetzt. Im Süden, Westen und Norden wird diese Einzelscholle von Brüchen begrenzt, welche sie sowohl von dem westlich angrenzenden Hauptdolomitgebiete als auch von dem nördlich hochaufragenden Gewölbe der Hohen Munde trennen. Dieser ganze

Schichtzug bildet die Fortsetzung des Solsteingewölbes und der kleine Birkenkopf zwischen Kochental und Erzbergklamm kann als Äquivalent des Solsteingewölbes angesehen werden. Die im Seefelder Gebirge entlang dem Hauptkamme durch einen mächtigen steilgestellten Schichtverband vertretene Mulde des Gleierschtales finden wir in einem Zuge steilgestellter Hauptdolomitschichten wieder, welcher von der Gegend des Seefelder Sattels gegen Buchen hinüberstreicht. In diesem Zuge setzen sich auch die Asphaltschiefer der Reither und Seefelder Spitze fort. Die ersteren werden westlich des Seefelder Sattels, die letzteren westlich von Seefeld bergmännisch abgebaut. In der tiefen hinteren Schlucht des Kochentales, nordwestlich von Buchen, sehen wir diesen Schichtzug in steil südfallender Neigung mit einer Unterlage von Raibler Schichten an das Gewölbe der Hohen Munde angepreßt. Damit ist schon die Zuordnung des Gewölbes des Gleierschkammes und der Hohen Munde (des Mieminger Kammes) gegeben. Zwischen diesen beiden machtvollen Aufwölbungen sehen wir sowohl im Gebiete des Seefelder Gebirges als auch der Hochfläche eine breite Zone von flachgewölbtem Hauptdolomit die tektonische Verbindung herstellen. Dieser Zone entragt auch die höchste Erhebung der eigentlichen Hochfläche, die breite wellige Kuppe von Hochmoos (1555 *m*). Nördlich von dieser Zone flacher Sättel folgt die Fortsetzung der Mulde des Hinterautales. Während hier die Struktur der Mulde im Hauptdolomit nur sehr schwer erkennbar ist, haben wir an dem zusammenhängend bis ins Wettersteingebirge streichenden Zuge des Hinterautal—Arnspitzenkammes, welcher den Nordflügel zu dieser Mulde vorstellt, einen sicheren Leitfaden, welcher uns lehrt, daß wir die Hinterautalmulde über den hohen Sattel und das Becken von Leutasch mit der Mulde des Gaistales zu verbinden haben.

Aus diesen Ausführungen sehen wir, daß sich am Aufbau der Hochfläche von Seefeld-Leutasch drei Muldenzüge und zwei Aufwölbungszonen beteiligen, daß also dieselben Elemente des Aufbaues vorhanden sind wie im Seefelder Gebirge. Die Ursache der bedeutenden Erniedrigung des westlichen Teiles der großen Einsenkung dürfte daher höchstwahrscheinlich als eine Erosionswirkung anzusehen sein, da sich auch keine deutlichen Querbrüche erkennen lassen, an denen ein Absinken stattgefunden hätte. Die Hochfläche von Seefeld-Leutasch ist die Rumpffläche eines tief abgetragenen Faltengebirges.

Um nun in die Art und Ursache dieser Abtragung einigen Einblick zu erlangen, müssen wir die Oberflächenformen der Hochfläche, vor allem die Verteilung und Anordnung von Höhenzügen und Talungen mit denen des Seefelder Gebirges vergleichen. Beide Gebiete bestehen aus denselben Gesteinen, besitzen ungefähr denselben Schichtbau, so daß die Annahme sehr wahrscheinlich ist, daß sie unmittelbar nach erfolgter Auffaltung und so lange, als sie von der Erosion gleichmäßig angegriffen wurden, Gebilde von ziemlich ähnlichen Formen und Höhen darstellten. Im Seefelder Gebirge beherrscht das große Eppzirler Kar die Anlage der Bergkämme und Täler. Es lehnt sich im Süden an den höchsten Schichtwall, öffnet sich gegen Norden und zeigt sein Gefüge in derselben Weise wie die Nachbar-

kare der Inntalkette und die Nordkare des Mieminger Kammes. Von dem hufeisenförmigen Bergrande dieses Kares strahlen in ziemlich unregelmäßiger Verteilung kleinere Talrinnen nach allen Seiten aus. Dieser unregelmäßigen, von einem Bergkranz ausstrahlenden Talverteilung steht im Gebiete der Hochfläche eine streng nordwestlich gerichtete Anordnung der Talfurchen gegenüber. Sehen wir vom Kochental ab, dessen Richtungen vor allem von dem Auftreten der Raibler Schichten geleitet werden, so begegnen wir von Westen gegen Osten der doppelten Furche des Sattels von Buchen, dem Talzuge von Wildmoos sowie der großen Furche von Mösern Seefeld-Leutasch. Der Sattel von Seefeld sowie das von dort ins Inntal hinabsinkende Tal des Mühl- und Niederbaches sind noch in ihrer Anordnung vom Seefelder Gebirge abhängig. Die Furchen des Sattels von Buchen stehen mit dem Zuge des Leutaschtales in Verbindung, das ebenfalls in nordöstlicher Richtung den Verbindungskamm der Arn- und Gerenspitzen durchbricht. Der Talzug von Wildmoos mündet in jenen von Seefeld-Scharnitz. Vergleichen wir diese Talläufe mit dem Schichtbau und Schichtstreichen, so finden wir, daß sie über Sättel und Mulden quer darübersetzen. Ihre höchste Erhebung besitzen diese Talzüge nahe am Abbruch gegen das Inntal. Sie beginnen oberhalb jenes Steilabfalles, heben sich dann zu einem Sattel empor, von dem sie jenseits in flachen Wannen mit steileren Zwischenstufen hinabstreben. Die Höhen zwischen diesen großenteils wasserleeren oder wasserarmen Furchen zeigen flach gerundete Formen, welche in auffallender Weise in nordöstlicher Richtung langgestreckt sind und ausnahmslos ihre schrofferen Abbrüche an der Nordseite zur Schau tragen.

Die eigentümlichen Talformen der Seefeld-Leutascher Hochfläche haben bereits in den Studien über die Inntalterrassen (Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1904, Bd. 54, Heft 2) eine genauere Beschreibung erfahren. Jeder dieser Talzüge besteht aus einer Reihenfolge von größeren und kleineren Wannen, welche durch Talengen und Stufen voneinander geschieden werden. Einzelne dieser Felsbecken, wie die von Wildmoos, von den Möserer Mähdern und von Seefeld enthalten Torfablagerungen, welche abgebaut werden können. Nicht selten treten in diesen Felsfurchen Verdoppelungen auf, indem sich ein Felsrücken einschiebt, der meist nach kurzem Verlaufe wieder verschwindet. Die Wasserarmut der Hochfläche steht in grellem Gegensatz zu diesen energischen, geradlinigen Talstraßen, zu ihren Wannen und Zwischenstufen, die viel zu groß und einheitlich in ihrer Anlage sind, als daß man sie als Werke bescheiden hinschlängelnder Bächlein begreifen könnte. Wie ich schon in der obenerwähnten Arbeit betonte, haben wir hier die unzweifelhaften Spuren eines gewaltigen Gletscherbettes vor uns und die nachträgliche Wassererosion war nicht imstande, den Charakter dieser Formen in bedeutenderem Umfange zu verändern. Man könnte vielleicht auf den Gedanken kommen, daß diese Talfurchen Reste von alten, längst aufgegebenen Innläufen sind. Abgesehen davon, daß eine Verlegung des Innlaufes durch die Engpässe von Scharnitz und der Leutaschklamm überhaupt äußerst unwahrscheinlich und unbeweisbar ist, können diese Talformen auch schwerlich durch Flußerosion erklärt werden. Die Anlage von

drei fast parallelen abgetrennten Furchen, die Wannen und Stufen, sowie endlich die sattelförmige Talbiegung blieben da unerklärlich. Besonders spricht die Erscheinung gegen Innerosion, daß alle drei Furchen anfangs ansteigend und erst später absteigend verlaufen.

Im Einklang mit den typisch glazialen Berg- und Talformen steht auch die reiche Bedeckung einzelner Stellen mit Grundmoränen. Außer den noch jetzt in Fortbildung befindlichen Schuttablagerungen der Bäche treffen wir im Gebiete der Hochfläche (das Leutaschtal ausgenommen) nur auf Grundmoränen, welche sehr gleichmäßig entwickelt und stark bearbeitet sind. Gegenüber dem massenhaften Hauptdolomitmaterial treten die zentralalpinen Geschiebe bedeutend zurück, wenn sie auch nirgends fehlen. In den Grundmoränen selbst sind nur äußerst selten große Gesteinstrümmer (stets zentralalpine) eingeschlossen, dagegen finden sich solche häufig frei über das ganze Gehänge verstreut.

Was nun die Verteilung dieser Grundmoränenmassen anbelangt, so ist zu bemerken, daß die höher aufragenden Rücken nur sehr dünne spärliche Reste tragen oder überhaupt ganz davon frei sind. Erratische Geschiebe finden sich jedoch fast überall. Die größten ausgebreitetsten Vorkommen von Grundmoränen sind in einer Einsenkung erhalten, welche quer auf die nordöstlichen Talfurchen von Seefeld nach Leutasch zieht. Es ist kein eigentliches Tal, da seine Sohle wellig auf- und absteigt. Wenn es ein Tal war, so ist es von den quer darüber streichenden Talfurchen zerschnitten worden, welche danach sich als jünger entpuppen würden. Dieser Einsenkung folgt die Landstraße, welche von Seefeld nach Leutasch leitet, und sie gewährt auch einen guten Einblick in die vielfach erschlossenen Grundmoränen. Große Massen von Grundmoränen sind von Gras überzogen und lassen sich an den Hängen durch den lebhaften Wechsel von flachbodigen Tälchen und zahlreichen Hügeln leicht erkennen. Nahe von der höchsten Stelle bei Punkt 1252 *m* ist östlich der Straße in einer Sandgrube horizontal geschichteter, leicht verkitteter Schotter erschlossen. Die abgerundeten Gerölle bestehen meistens aus Hauptdolomit, es fehlen jedoch auch zentralalpine Gesteine nicht. Wenn man die Lage dieses sehr beschränkten Vorkommens auf einem Sattel inmitten weitverbreiteter Grundmoränen bedenkt, so ist es am wahrscheinlichsten, daß es sich um eine beim Rückzug der letzten Vergletscherung (Pencks Bühlstadium) von Schmelzwassern geschaffene Anschwemmung handelt. Entlang dieser Einsenkung steigen die Grundmoränen auch ins Leutaschbecken hinab, wo sie dann westwärts bis über den Weidacher See hinaus ein horizontal gebanktes Konglomerat aus Rollsteinen der Leutascher Ache überlagern. Weitere, aber nicht mehr so bedeutende Reste von Grundmoränen finden wir südlich des Seefelder Sattels zu beiden Seiten des Mühlbaches, wo sie am östlichen Gehänge zusammenhängend bis Reith herabreichen und dann in einzelnen Resten, besonders an der Ostseite des Buchwieselkopfes bis nahe an die Ruine Fragenstein vorliegen. Am westlichen Talhange setzt die Grundmoränendecke bei den Gehöften Mühlberg aus, beginnt aber wieder an der Umbiegung des Tales und zieht längs einer Felsstufe ganz ins Inntal herab, das sie zwischen Leiblfing und

Unter-Pettnau erreicht. Hier setzt dieser Grundmoränenstreifen hinter einem vorspringenden Felseck plötzlich in großer Mächtigkeit ein. Dieses Auftreten in geschützten Felswinkeln zeigen ebenfalls ganz in der Tiefe des Inntales die Grundmoränenreste von Eigenhofen und Ober-Pettnau. Wenn man entlang den kahlen felsigen Abstürzen der nördlichen Inntalwand zwischen Telfs und Zirl talab wandert, so ist man sehr erstaunt, plötzlich hinter vorspringenden Felsecken Reste hineingekneteter gelblichgrauer Grundmoräne zu finden. Die Anhäufung der Grundmoränen in dem Tale südlich des Seefelder Sattels sowie die in der Einsenkung zwischen Seefeld und Leutasch kann nicht allein durch Erzeugung an Ort und Stelle erklärt werden, da beide Vertiefungen quer zur Stromrichtung des Eises verlaufen. Wir haben auch hier wenigstens teilweise wie im Eppzirlertale eine Hereinschleppung und Ablagerung von Grundmoränenmaterial vor uns. Größere Massen von Grundmoränen treten uns auch nördlich von Unter-Seefeld bis gegen die Steinölbrennerei entgegen. Sie bekleiden den Abhang von der Straße gegen den Seebach, der selbst auf flachen Hauptdolomitplatten dahinfließt. In dem Talzug von Mösern nach Seefeld finden wir einzelne kleine Grundmoränenreste in der Umgebung dieser Ortschaft, eine größere Menge hat sich angelehnt an die Steilstufe zwischen den Möserer Mähdern und den Seewiesen erhalten. Der Talzug von Wildmoos ist größtenteils sehr arm an Grundmoränen. Er besitzt kleine Reste an seinem Ausgang über dem Inntale und dann weitere nahe an seiner Sattelhöhe. Weiter nordöstlich, wo seine geteilten Furchen die Einsenkung zwischen Seefeld-Leutasch kreuzen, stellen sich reichliche Massen von Grundmoränen ein. In der Hauptfurche „Durch den Boden“ reichen die Grundmoränen unterhalb der Straßenkreuzung bis zum Ende der Mähder. In dem unteren Tallaufe finden sich nur Spuren von Grundmoränen sowie auch von Bänderton. Hier herrscht der frische von den Wänden abgewitterte Schutt vor. Am Sattel von Buchen haben wir an den obersten Hängen gegen das Kochental bescheidene Reste von Grundmoräne und dann bedeutend größere jenseits des Sattels am Steilabfall gegen das Sumpfbecken von Moos. Südlich von Buchen sind am Abhang gegen das Inntal hin und wieder Spuren von Grundmoränen, von denen die ausgedehntesten die Stufe von Baierbach bedecken. Damit ist die Verteilung der noch jetzt erhaltenen Grundmoränen auf der Hochfläche mit Ausnahme jener des Leutaschtales, die zugleich mit diesem Tale besprochen werden sollen, angegeben.

Die Formen von Höhen und Tälern, die Richtung, welche als Fortsetzung jener des Inntales oberhalb des scharfen Talbuges von Telfs entspricht, und die glazialen Ablagerungen charakterisieren zusammen die Hochfläche als die Bahn gewaltiger Eismassen, welche hier vom Inntalgletscher gegen Nordosten abzweigten. Es kann als sehr wahrscheinlich bezeichnet werden, daß auch im Bereiche der heutigen Hochfläche sich ein Gebirge von der Art des Seefelder erhob. Da durch das Hereinschneiden des Inntales die Breite seiner Basis eine weit geringere war, mag dasselbe wohl eine bescheidenere Höhe besessen haben, welche gestattete, daß das Eis des Inntales hier die Kämme zu überschreiten vermochte. Damit war der mächtigen

Gewalt des bewegten Eises das Tor geöffnet und im Laufe der verschiedenen Eiszeiten und Interglazialpausen wurde allmählich aus einem scharfgratigen Gebirge ein grobwelliges Hochland, in dem die Spuren des ehemaligen Reliefs nicht mehr erkennbar sind. Man könnte als Vermutung aufstellen, daß die nunmehr zerschnittene Einsenkung zwischen Seefeld und Leutasch den Rest eines alten Tales vorstelle, welches analog dem Eppzirler Tale gelagert war. Indessen lassen sich dafür keine Beweise erbringen. Für die Annahme, daß das Gebiet der Hochfläche überhaupt bedeutend tiefer eingesenkt ist, sind mir keine Gründe bekannt geworden. Durch Wassererosion aber hätte aus einem höheren Gebirge unmöglich die heutige Formenverbindung der Hochfläche hervorgehen können. Zudem ist nicht einzusehen, warum der westliche Teil der Einsenkung so viel stärker niedererodiert sein sollte als der östliche. An eine Mitwirkung von seiten des Inn ist ebenfalls nicht zu denken. Für die glaziale Gebirgserniedrigung sprechen jedoch alle Anzeichen.

Der Mieminger Hauptkamm.

(Fig. 8—16.)

Das mächtigste tektonische Glied unseres gesamten Gebietes, welches sich über 40 *km* weit verfolgen und dabei allenthalben seinen Zusammenhang klar erkennen läßt, ist der Mieminger Kamm mit seiner westlichen Fortsetzung in der Heiterwand. Vom Sattel von Buchen bis in die Gegend von Boden im Bschlabsertal bildet dieser Kamm eine machtvolle hohe Bergmauer, in welche nur südlich des Fernpasses bei Nassereith eine tiefe Pforte eingefügt ist. Schon in dem Streichen dieser großen Wettersteinkalkerhebung treten zwei verschiedene Teile hervor, welche sich aber auch sonst wesentlich voneinander unterscheiden. Der östliche Teil, welcher vom Sattel von Buchen bis zum Mariabergjoch reicht, streicht in etwas geknickter Linie fast genau ostwestlich, während der westliche Teil des großen Zuges vom Mariabergjoch an gegen Süden zu abbiegt. Das Mariabergjoch bildet aber auch eine wichtige tektonische Scheidung, indem der östliche Bergkamm, das Mieminger Gebirge, im großen und ganzen aus einem Gewölbe besteht, wogegen im westlichen Abschnitte durchaus nur der Südflügel eines solchen vorhanden ist. Dem östlichen Abschnitte ist nördlich des Gaistales das Wettersteingebirge vorgelagert, welches ebenso noch größtenteils von Wettersteinkalk aufgebaut wird. Dem westlichen Kamme aber schließt sich im Norden längs einer großen Störungslinie unmittelbar ein aus jüngeren Schichten aufgefaltetes Bergland der Lechtaler Alpen an. Der tiefe Durchbruch des Kammes bei Nassereith, welcher längs der bedeutendsten Querstörung des ganzen Zuges einsetzt, bildet trotzdem keine wesentliche Grenze, da die Bergteile östlich und westlich einander im Aufbau sehr ähnlich sind. In den nachfolgenden Beschreibungen soll besonders das Gebiet östlich des Fernpasses behandelt werden, während das westliche nur zum Vergleiche herangezogen wird.

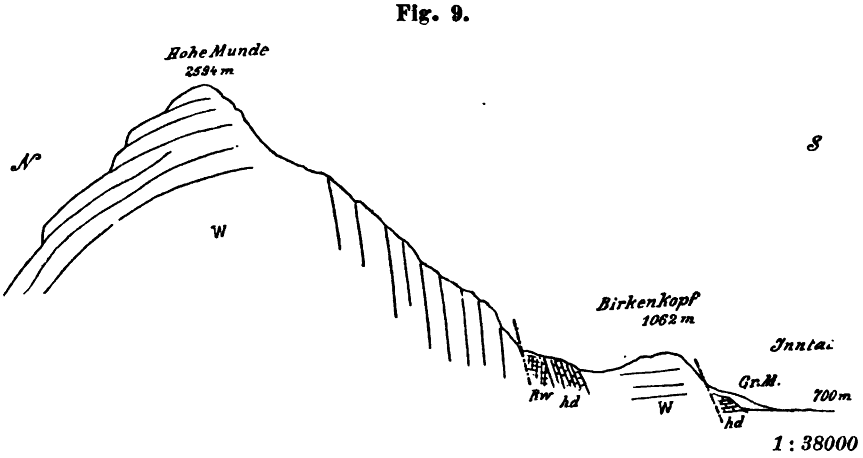
Das Mieminger Gebirge stellt, wie ich schon in einer Übersicht seines Aufbaues in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichs-



anstalt, Wien 1902, Nr. 6, angeführt habe, ein keilförmiges Gewölbe dar, dessen breiter Teil gegen Westen gerichtet und dessen Spitze der Kegel der Hohen Munde ist. Mit dem Auseinanderweichen der Gewölbeflügel ist zugleich eine Einsenkung des Gewölbescheitels verbunden. Von einer regelmäßigen Entwicklung der Aufwölbung kann daher nicht die Rede sein, denn auch der Beginn, das Gewölbe der Hohen Munde, entbehrt der vollen ungestörten Ausbildung.

Es taucht aus der Seefelder—Leutascher Einsenkung mit einem Vorkopfe (1598 *m*) empor, auf welchem das Mooser Alpel liegt. Erst oberhalb von diesem Vorkopfe steigen die Wettersteinplatten in einheitlichem Schwunge zum östlichen Gipfel der Hohen Munde (2594 *m*) empor. Betrachten wir den Schichtenbau dieses Abhanges, so sehen wir sofort, daß der Vorkopf nicht ein Stück des Mundegewölbes,

Fig. 9.



W = **Wettersteinkalk.** — *Rw* = **Rauchwacke.** — *hd* = **Hauptdolomit.**
Gr.M. = **Grundmoräne.**

sondern einen eigenen Klotz aus Wettersteinkalk darstellt, welcher hier den gewölbeförmig aufgebogenen Schichten vorgelagert ist. Die im Süden am Fuße der Hohen Munde (Fig. 9) zwischen Kochental und Erzbergklamm aufragende Wettersteinkalkscholle des Birkenkopfes haben wir schon früher erwähnt. Während aber der Wettersteinkalk des östlichen Vorkopfes unmittelbar an den der Hohen Munde anschließt, streicht zwischen ihr und dem Birkenkopfe eine Zone von Rauchwacken und zertrümmertem Dolomit hindurch.

Soweit die vorhandenen Aufschlüsse zwischen den von Schutt oder Vegetation bedeckten Stellen erkennen lassen, ist das Gewölbe der Hohen Munde von einem Kranze tief zurückgewitterter Raibler Schichten umgeben, welche im Süden des Niedermundesattels bis 1800 *m* emporreichen, dann großenteils überschüttet mit absteigender oberer Grenze in die Erzbergklamm ziehen. Von ihr streben sie über den Sattel nördlich des Birkenkopfes ins Kochental, dann gegen die nördliche Furche des Buchener Sattels (Katzenloch) und umsäumen den Fuß des Mundevorkopfes bis in die Gegend des Weilers Moos.

Von hier bis ins Gaistal bedecken gewaltige glaziale Schuttmassen alles Anstehende.

Das Gaistal ist so angelegt, daß es in dem Gebiete der Hämmermoosalpe zwischen Sulz- und Leitenbach, den Wettersteinkalk des Mundegewölbes gerade knapp vor seinem Rande durchschneidet. Dadurch wird es erklärlich, daß wir längs dem Gaistal hinter den Öfen erst in Hauptdolomit, dann in die Rauchwacken der Raibler Schichten, in Wettersteinkalk und endlich wieder in Mergelkalke, Rauchwacken der Raibler Schichten und in Hauptdolomit gelangen. Gegenüber der Mündung des Leitenbaches kehren die Raibler Schichten wieder auf die Südseite des Gaistales zurück und bilden hier gegenüber von Tillfuß eine Gehängestufe, die stark von Schutt übergossen ist. Zwischen Tillfuß und der Mündung des Schwarzbachkares verschwinden auf der Südseite des Gaistales die spärlichen Reste von Raibler Schichten am Nordfuße der Hochwand völlig. Während so die Raibler Decke des Mundegewölbes südlich des Niedermundesattels noch bis 1800 *m* emporreicht, ist sie nördlich davon bis auf 1500 *m* hinab vollständig entfernt. Im Abhange gegen das Gaistal weicht diese Decke bis 1222 *m* Tiefe, im Hintergrunde des Rochentales bis nahe an 1000 *m* hinab. Das mächtige, so tief entblößte Mundegewölbe zeigt darum, soweit es überhaupt von Schichtung beherrscht wird, in deutlicher Weise sein Gefüge, das von der regelmäßigen Gewölbeform in bedeutendem Umfange abweicht. Die Ost- und Nordseite ist als regelrechte Wölbung entwickelt. Der Ostgipfel der Hohen Munde trägt deutlich einen Teil einer flachgewölbten Kuppe, welche jedoch am höheren Westgipfel und dem langen Westgipfel nirgends mehr vorhanden ist. Hier strebt der steile Nordschenkel vom Gaistal bis zum Grat empor. Suchen wir auf der Südseite nach der entsprechenden Gegenwölbung, so finden wir dieselbe nur undeutlich ausgeprägt. Der tiefe Einriß der Erzbergklamm zeigt uns hier statt nordwestlichem Schichtstreichen ein gegen Südwest gerichtetes. Dasselbe beherrscht eine große Wettersteinkalkmasse zwischen Birkenkopf und Erzbergklamm. In letzterer stoßen die Rauchwacken der Raibler Schichten an einer steilen Südost—Nordwest streichenden Verwerfung quer an die Schichtköpfe der Wettersteinplatten. Westlich von dieser Wettersteinkalkmasse, die mit ihrer Schichtung vom Gewölbe weg gegen Südwesten weist, herrschen Schichtungen vor, welche sich dem Nordschenkel im Streichen mehr anschmiegen.

Dieses aus verschieden streichenden Schichtmassen zusammengestellte Gewölbe wird durch die darum gebogenen Raibler Schichten als eine tektonische Einheit bezeichnet. Freilich wechselt der Bestand der Raibler Schichten fast von einem Aufschlusse zum anderen, jedoch nicht so, daß man diese Verschiedenheiten als solche der Ablagerung auffassen kann. Vollständig entwickelt treffen wir die Serie der Raibler Schichten nur im Hintergrunde des Kochentales am Südfuße der Hohen Munde. Sie lehnen sich hier etwa 60° südfallend an den Wettersteinkalk.

Das Gebiet dieser vollständigen Serie ist jedoch ein sehr beschränktes, indem wir bereits in der innersten Erzbergklamm zwischen Hauptdolomit und Wettersteinkalk nur Rauchwacken und etliche Spuren



eingekneteter Tonschiefer und Sandsteinbrocken finden. Östlich vom Kochentale am Buchener Sattel stoßen Hauptdolomit und Wettersteinkalk unmittelbar zusammen, noch weiter östlich schiebt sich ein Keil von Rauchwacken dazwischen. Beim Weiler Moos stellen sich Spuren von Sandsteinen, Oolithen und Kalken ein. Im Gaistale sind Rauchwacken fast allenthalben und in ziemlicher Mächtigkeit vertreten. Über ihnen liegen häufig graue Kalke, während die Tonschiefer, Oolithe und Sandsteine in größerer Ausdehnung nur am Nordfuß des Niedermundesattels anstehen. Von der Erzbergklamm gegen Westen im Südabhange der Niedermunde treffen wir ebenfalls wieder eine vollständigere Entwicklung, welche Kalke, Tonschiefer, Oolithe und Sandsteine umfaßt. Der rasche Wechsel in dem Schichtreichtume fällt an den meisten Stellen mit tektonischen Störungen zusammen.

Das prägt sich am deutlichsten in den Aufschlüssen der Erzbergklamm aus, wo der Wettersteinkalk mit einer gewaltigen, auf mehrere 100 *m* Länge erschlossenen Verwerfungswand gegen die arg zerkneteten Rauchwacken der Raibler Schichten stößt. Zudem steht hier das Streichen des Wettersteinkalkes nahezu senkrecht auf dem der Rauchwacken und der Verwerfung, welch letztere von einer Anlagerungszone fein zerdrückter, zerriebener Gesteine begleitet wird. Als Regel kann gelten, daß sich für die sehr verschiedene Vollständigkeit der Raibler Serie stets aus den mehr oder weniger starken tektonischen Störungen der betreffenden Stellen eine Begründung ergibt. Das Gewölbe der Hohen Munde setzt sich am Niedermundesattel (2065 *m*) über den Karkopf zur Hochwand (2724 *m*) fort. Während am Niedermundesattel, der noch kleine erratische Geschiebe trägt, steil nordfallende Wettersteinkalkplatten den Grat bilden, schwingen sich weiter westlich flach südfallende auf den Grat, die nicht nur den rechteckigen Gipfel des Karkopfes, sondern auch noch den Verbindungsgrat zur Hochwand beherrschen. In diesen südfallenden Wettersteinkalkschichten haben wir den Südflügel des Gewölbes vor uns, der über den Nordflügel emporgeschoben ist. Bereits vor dem Gipfel der Hochwand strebt wieder der Nordflügel mit steil nordfallender Schichtung bis zum Grate hinauf. Die Gipfel und der Westgrat der Hochwand zeigen ungeschichteten Wettersteinkalk. Auch die Südseite der Hochwand, welche mit einer gewaltigen Wand abschließt, entbehrt der Schichtung. Die Anlagerung der Raibler Schichten ist am Fuße ihres Südgrates eine ziemlich regelmäßige. Entlang der großen Wand zieht eine bedeutende Verwerfung in die Alpelscharte (2309 *m*) empor. Diese schmale Scharte ist in die Zertrümmerungszone (häufig dolomitische Druckbreccien) zwischen der eben genannten Verwerfung und einer zweiten eingewittert, welche etwas schräg dazu am Fuße der Ostwand der oberen Platte einschneidet. Wir werden eine ganz ähnliche Durchbrechung des Hauptkammes an der Grünsteinscharte wiederfinden, die auch zwischen Verwerfungswänden eingesenkt liegt. Während wir aber hier zwischen den Verwerfungen nur dolomitische Reibungsbreccien entdecken, stellen sich dort zertrümmerte, stark bituminöse Dolomite ein.

Im Nordabfall der Hochwand gegen das Gaistal offenbaren sich nur steil nordfallende Schichtstellungen des Wettersteinkalkes, die bis

zur Talsohle hinabreichen. Besonders an dem großartigen Strebepfeiler des Nordgrates ist der Aufbau klar erschlossen und wir sehen die mächtigen steilen Schichten von südfallenden Schnittflächen zerlegt. Mit der Hochwand endet der geschlossene Aufbau des Gewölbes, indem schon am Nordgrate der oberen Platte die beiden Gewölbeschenkel ein selbständiges Mittelstück einschließen. Der lange Kamm der oberen Platte wird von nahezu saiger stehenden Wettersteinkalkmassen aufgebaut, die jedoch kein einheitliches Streichen besitzen. In der Nordwand dieses Berges bemerken wir ein gegen Südwest gerichtetes Streichen, welches mit dem auf der Südseite hervortretenden, mehr ostwestlichen einen spitzen Winkel von etwa 20° einschließt. Infolge dieses gegen Südwesten zielenden Streichens überqueren die Schichten zwischen dem Westecke der oberen Platte und den Mitterspitzen den Hauptkamm. Indessen ist auch zwischen dem Wettersteinkalke und den saiger daran lagernden Raibler Schichten eine Diskordanz im Streichen vorhanden. Durch die großartige Schlucht des Judenbaches, welche die unteren Südgehänge der oberen Platte entzweireißt, erhalten wir einen tiefen Einblick in den Aufbau. Mit lotrechter Wand hebt sich im Hintergrunde der helle Wettersteinkalk empor, der den hohen breitschneidigen Kamm bildet. Diese Wand stellt sich nun bei genauer Betrachtung nur im Westen als eine einheitliche Schichtfläche dar, während gegen Osten eine Reihe von Schichttafeln schräg davon abgeschnitten werden. Längs dieser Wand sind nun die saiger aufgestellten Raibler Schichten angepreßt, die ebenfalls auf der Westseite mächtiger entwickelt sind als auf der Ostseite. Südlich der Sandsteine, Oolithe und Tonschiefer bilden die Rauchwacken kühn aufragende Turmreihen. An die Rauchwacken stoßen die mächtigen Massen von Hauptdolomit, welche zu beiden Seiten der tiefen Schlucht die Kämme der Judenköpfe und des Henneberges zusammensetzen.

An der Nordseite der oberen Platte haben wir bis zum Ansatze des Verbindungsgrates zum Breitenkopf nahezu saiger stehenden Wettersteinkalk. Eine steile Verwerfungszone scheidet denselben von flacher südfallendem Wettersteinkalke, unter dem auf beiden Seiten des Breitenkopfes dunkelgraue Kalke sowie Knollen- und Wulstkalke mit dünnen Mergellagen (Muschelkalk) auftauchen. Längs einer steil südfallenden Verwerfung stoßen diese Schichten an den mächtigen, nordfallend geschichteten Wettersteinkalkklotz des Breitenkopfes. Diese Verwerfung schneidet zwischen den zwei Gipfeln des Breitenkopfes hindurch und da sie steiler einfällt als die Mittelscholle, so erreicht der liegende Muschelkalk nicht den Grat, sondern bildet einen schmalen Keil von zerknitterten, dunkler gefärbten Kalklagen, welcher sich auf beiden Bergseiten weithin bemerkbar macht. Die hohe Felsstufe im hintersten Schwarzbachkar, welche genau in der Streichrichtung des Muschelkalkkeiles des Breitenkopfes liegt, besteht aus dunklen Kalken, die wahrscheinlich zum Muschelkalke oder zum untersten Wettersteinkalke zu rechnen sind. Der Nordflügel des Breitenkopfes besteht bis in die Tiefe des Gaistales hinab aus hellem Wettersteinkalke, dem jede Spur von angelagerten Raibler Schichten mangelt. Ebenso wie am Nordgrate der Hochwand sehen wir das



Gefüge der kahlen Felsen durch mächtige, südwärts neigende Rutschflächen zerschnitten. Von der oberen Platte strebt der Hauptkamm in kühn getürmtem Grate zu den Mitterspitzen, welche nach Norden einen Seitenkamm entsenden, der im Igelseekopf gipfelt. Mächtige Verwerfungen zerteilen dieses Gratstück und heben zwischen rot verwitternden Scharten (Zertrümmerungszonen) hohe Felstürme hervor. Diesem Umstande verdankt der Grat seine auffallend reiche Zackung. Die Schichtung tritt in ihrer Deutlichkeit im Bereiche der Mitterspitzen mehr zurück.

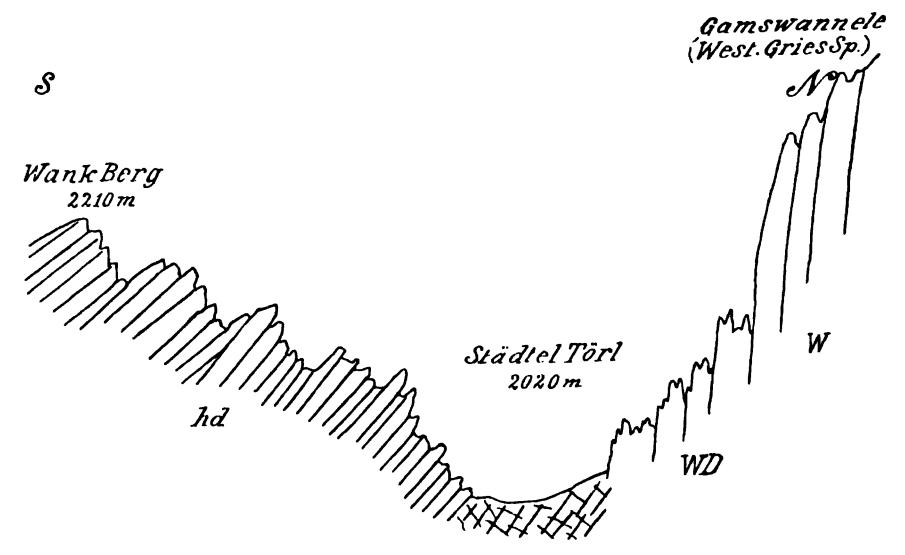
Nach Süden entsendet die westliche Mitterspitze einen kurzen Seitengrat, an den sich in der Tiefe ein kleiner Vorberg anschließt. Dieser Vorberg besteht aus Hauptdolomit und zwischen ihm und der hohen Wettersteinkalkwand zieht ein schmaler Streifen von Raibler Schichten hindurch. Die Wettersteinwand ist von steilen Querverwerfungen zerschnitten, so daß die Grenzfläche gegen die Raibler Schichten in einzelnen Ecken vorspringt. Rauchwacken fehlen hier im Hangenden, der zertrümmerte Hauptdolomit stößt unmittelbar an die Schiefer, Oolithe und Sandsteine.

Im Norden ist der Absturz der Mitterspitzen ein sehr schroffer. Am Fuße des Absturzes stellen sich hier als Liegendes des nahezu saiger stehenden Wettersteinkalkes ziemlich mächtige, flacher geneigte Muschelkalkschichten ein, welche dem Nordhange der oberen Platte noch fehlen. Sie bilden einen kleinen Vorsprung unter der hohen Wand, an den sich der Nordgrat anlegt, welcher zum Igelseekopf (2219 *m*) hinausstrebt. An diesem Kamme tritt der eingesunkene Mittelteil des Mieminger Gewölbes schon äußerlich scharf hervor, indem er sowohl gegen Süden als auch gegen Norden durch tiefe Scharten abgegrenzt wird. Im Süden stoßen an die Muschelkalkschichten der Mitterspitzen längs einer Störung eine Folge von südfallenden Kalk- und Mergellagen, welche nach ihrem petrographischen Bestande sich als Muschelkalk erweisen. Wir finden von Süden gegen Norden dünnblättrige Kalke und Mergel, dunkelgraue, weißadrige Kalke, dünnblättrige Kalke mit langen verschlungenen, federkieldicken Wülsten auf den Schichtflächen sowie graue, rötlich verwitternde Kalke. Dieses ganze System fällt ungefähr 20—30° gegen Süden und bricht mit einer steilen Wand im Norden zu einer Scharte ab, deren Grund von gelblichen Rauchwacken eingenommen wird. Nördlich von dieser Scharte erhebt sich eine Gruppe steil aufgestellter Schichtbretter eines festen dunkelgrauen Kalkes, welcher unmittelbar dem hellen Wettersteinkalke des Igelseekopfes anlagert.

Diese Anlagerungsfläche ist nun aber eine Verschiebungsfläche, welche auf der Ostseite des Kammes 20—25°, auf der Westseite dagegen 50—60° gegen Süden fällt. Besonders auf der Ostseite ist diese Fläche gut erschlossen und man sieht auf ihrer geglätteten Bahn die steil aufgerichteten, verbogenen Schichtplatten aufsitzen. Der Wettersteinkalk des Igelseekopfes ist anfangs nur wenig (5°) gegen Norden geneigt, jedoch vergrößert sich seine Neigung in dieser Richtung talab bis etwa 20°. Immerhin ist seine Schichtneigung gegen die der benachbarten Seitenkämme (Breitenkopf 2478 *m* und Tajakopf 2461 *m*) eine erheblich geringere. Damit im Einklang steht auch

seine um mehr als 200 *m* niedrigere Erhebung (2210 *m*). Ebenso wie dem Breitenkopfe sind auch ihm im Norden keine Raibler Schichten angelagert. Allerdings verhüllen hier mächtige glaziale Ablagerungen in der Umgebung des Igelsees das anstehende Gebirge, indessen sehen wir etwas nördlich wieder den Wettersteinkalk emportauchen, welcher hier zwischen Gaistal und dem Sattel der Pestkapelle einen Scheiderücken bildet. Dadurch wird gezeigt, daß dem Mieminger Sattel auch hier im Norden eine Mulde angegliedert ist, aus welcher jedoch der Kern von Raibler Schichten und Hauptdolomit herauserodiert wurde, der im östlichen Abschnitt des Gaistales sich noch darin befindet. Die Ursache dieser Erosion ist in der starken Hebung der Muldensohle gegen Westen zu erblicken, welche bemerkenswert

Fig. 10.



W = Wettersteinkalk. — *WD* = Wettersteindolomit. — *hd* = Hauptdolomit.

genug ganz gleichsinnig mit jener des Wettersteingebirges verläuft. Auch dort sehen wir die Mulde des Reintales gegen Westen immer höher emporgehoben.

In dem Igelskar (zwischen Breitenkopf und Igelseekopf) begegnen wir einer Trennungslinie von hellem nordfallenden Wettersteinkalk und dunklerem südfallenden Muschelkalk, welche ungefähr die Störungsfläche des Igelseekopfes mit jener des Breitenkopfes verbindet. So besteht das ganze innere Kar aus Muschelkalk, während die vorderen Abhänge von Wettersteinkalk gebildet werden. Entlang der Westseite des Kammes des Iglseekopfes verläuft eine Verwerfung, welche von den Mitterspitzen durch die ganze Nordwand herabschneidet.

Von den zerhackten Mitterspitzen hebt sich der Hauptkamm nach einer Einschartung zu den Griesspitzen, den höchsten Gipfeln des Mieminger Gebirges, empor (2759 *m*, 2744 *m*).

Jenseits der Griesspitzen bricht der Hauptkamm zum Grünsteintörl nieder, das durch mächtige Verwerfungen eingebrochen wird.

Gegen Süden stürzen die Griesspitzen in steilen Wänden nieder, in denen jedoch in einer Karmulde ein kleiner Gletscher sich zu halten vermag. Gegen den Städtelbachquellgrund beträgt die Höhe der Wettersteinwand hier über 1300 *m*. Während wir noch am Südfuße der Mitterspitzen eine deutlich entwickelte Zone von Raibler Schichten antreffen, fehlt eine solche im Süden der Griesspitzen. Den Fuß der Wände begleiten gewaltige Schuttstreifen, welche einen Graben zwischen dem Wettersteinkalke und den Hauptdolomitschichten des Wankberges erfüllen. Am Städteltörl schließt der große Seitenkamm des Wankberges an die Südwand der Griesspitzen. Der meist ungeschichtete Wettersteinkalk der letzteren geht im Süden in einen schichtungsarmen, weißlichen, kristallinen Dolomit über, welcher manchmal dem Schlerndolomit im Aussehen ähnlich wird. Er verbreitet beim Zerschlagen keinen bituminösen Geruch. Dieser Wettersteindolomit, den wir im Karwendel häufig als Vertreter der obersten Horizonte des Wettersteinkalkes gefunden haben, nimmt hier die unteren Südhänge der Griesspitzen und des Grünsteines ein. Am Städteltörl (Fig. 10) stößt nun dieser Dolomit an ganz zertrümmerten bituminösen Hauptdolomit, welcher südlich der Einschartung in feste, 50—60° südfallende Platten übergeht. Aus einzelnen Schichtfugen zu schließen, steht der Wettersteindolomit saiger und bildet so mit dem Hauptdolomit einen Winkel von 40—30°. Steigt man den gewaltigen Schuttgraben im Osten des Städteltörls hinunter, so sieht man an zwei Stellen ganz an die Wettersteinwand gepreßte kleine Fetzen von dunklen Raibler Kalken, Mergeln und Rauchwacken. Am Westhang des Städteltörls ist zwischen Haupt- und Wettersteindolomit alles verschüttet. Mögen auch die Schutthalden das meiste verhüllen, so geht doch aus den vorhandenen Aufschlüssen hervor, daß die Raibler Schichten eine stark gestörte Stellung einnehmen und stellenweise ganz verschwinden.

In der Nordwand der Griesspitzen treten im unteren Teile die liegenden Muschelkalkschichten besonders deutlich hervor. Sie treten am Fuße der Nordwand an jenem Sporn hervor, der ins Prantlkar vorspringt, und ziehen dann bis zum Grünsteintörl, wo sie von Querverwerfungen abgeschnitten werden. Ihr Schichtbestand ist am besten an dem Nordgrate erschlossen, der zum Tajatörl herabsetzt. Diese Einschartung liegt ganz in einer porösen gelblichen Rauchwacke, welche auch den nördlich aufragenden Gratturm zusammensetzt. Südlich der Scharte beginnt die Serie des etwa 80° gegen Südost fallenden Muschelkalkes mit einem dunklen, wildzerklüfteten, fast ungeschichteten Kalk (10 *m*). Darauf in einem Einschnitt leicht verwitternde, dunkle, dünnschichtige, knorpelige Kalke. Auf ihren Schichtflächen sind Wülste und gelblicher Mergelbelag (10 *m*). Darüber schwärzlicher Kalk, der im Bruche glänzende Kristallflächen zeigt (24 *m*). Eine hochaufragende Wand von lichtem festen Kalk (15 *m*) und knollige Kalke (4 *m*) folgen dahinter. Diese letzteren enthalten zahlreiche Crinoidenquerschnitte und außerdem Spuren von Rhynchonellen. Daran schließen sich eine Bank hellgrauen Kalkes (8—10 *m*),

dünnschichtige, hornsteinreiche Knollenkalke, welche unten mehr schwarz, oben rot gefärbt sind (12 *m*). Diese Knollenkalke führen zwischen den Schichtfugen gleichfarbige Mergellagen. Lichtgrauer, dünngeschichteter Kalk (15 *m*) sowie dunkle Kalke bilden den Übergang zu den mächtigen Wettersteinkalkmassen.

Verfolgen wir den vom Tajatörl gegen Norden hinausstrahlenden Seitenkamm, so finden wir nördlich der gelben Rauchwacke einen Grathöcker, der großenteils aus einem hellen Kalke aufgebaut wird. An seiner Nordseite liegt zertrümmerter bituminöser Dolomit angepreßt, welcher etwa 120 *m* lang den Grat beherrscht. Dieses Gestein ist innerlich vollständig zu Grus zerrieben und zerfällt daher bei jedem kräftigeren Stoß. Dieser Dolomit stößt im Norden wieder an hellen Wettersteinkalk, welcher den südlichen Tajakopf (2408 *m*) bildet. Die Fläche, längs welcher der Dolomit an den Wettersteinkalk grenzt, streicht von Nordosten gegen Südwesten quer über den Grat und zeigt ein steiles, gegen Südost gerichtetes Einfallen. Der mächtige Klotz des südlichen Tajakopfes besteht auf der Ostseite nur aus Wettersteinkalk, dagegen tritt an seiner Westseite in der Tiefe wieder Muschelkalk hervor.

Da dieses Vorkommen von Muschelkalk nicht unmittelbar mit dem Wettersteinkalke des südlichen Tajakopfes in Berührung kommt, beruht die Annahme, daß es in dessen Liegendes gehöre und somit der südliche Tajakopf ein Gewölbe darstelle, lediglich auf Analogieschlüssen mit den daran grenzenden westlicheren Aufschlüssen. Schon am Drachensee und noch viel deutlicher am nördlichen Drachenkopf bildet die Fortsetzung des südlichen Tajakopfes ein Gewölbe mit einem Muschelkalkkern.

Gegen Osten springt vom südlichen Tajakopf ein Felssporn hinaus, der senkrechte Schichtung bei einem Streichen von Nordwest—Südost aufweist. Der ganze übrige Wettersteinkalk entbehrt der Schichtung.

Auf der Westseite ist oberhalb des Drachensees das Becken eines kleineren verlandeten Sees erhalten. Auf der Osteite dieses Beckens treten nun flachgelagerte, hornsteinreiche Knollenkalke des Muschelkalkes hervor.

Gegen Norden bricht der südliche Tajakopf mit schroffer Wand in eine breite Scharte hinab, deren Grund wieder hauptsächlich von gelbgrauen Rauchwacken ausgefüllt wird, welche einzelne Kalkrippen enthalten.

Von dieser Scharte ziehen nach Osten und Westen breite Furchen bis in die beiderseits angrenzenden Kare hinunter. Die östliche, viel breitere Furche ist ganz von Schutt und Trümmerwerk erfüllt, wogegen die westliche sehr interessante Aufschlüsse bietet. Die südliche Begrenzung der Furche bildet der helle Wettersteinkalk des südlichen Tajakopfes, der mit einer ungefähr 40° gegen Norden geneigten Fläche abfällt. Die nördliche Begrenzung wird durch eine mächtige steil aufgerichtete Serie von Muschelkalkgesteinen gegeben, die von einer großen, schief liegenden Schubfläche abgeschnitten werden, welche ungefähr parallel mit der Grenzfläche des Wettersteinkalkes des südlichen Tajakopfes verläuft. Der Raum zwischen diesen beiden



Flächen wird nun im unteren Teile der Furche von einem arg zerdrückten, bräunlichen, stark bituminösen Dolomit, im oberen von einem Haufwerk von Raibler Gesteinen erfüllt. Die Raibler Schichten umfassen Sandsteine mit Kohlenspuren, Oolithe, schwarze Kalke mit Wülsten, schwarze Kalke mit weißen Adern, brecciöse Dolomite und Rauchwacken. Auf den gelblichen Schichtflächen dunkler Kalke wittern Versteinerungen hervor, unter denen sich *Cardita Gümbeli* und *Ostrea montis caprilis* sicher erkennen lassen. Die Lagerung ist eine sehr gestörte. An der Scharte herrschen die Rauchwacken vor. Etwa 80—100 *m* tiefer liegen auf der Südseite der Furche die besten Aufschlüsse von Sandsteinen und Kalken. Der nördliche Tajakopf besteht aus steil nordfallenden gewundenen Muschelkalkschichten, an die sich undeutlich geschichteter Wettersteinkalk schmiegt. Dieser Wettersteinkalk setzt in steiler Wand zur Stufe der Seebenalpe nieder. Die mächtigen Felsabbrüche im Norden dieser Alpe zeigen uns wieder hellen Wettersteinkalk, der eine sehr flache Lagerung einnimmt. Wir haben darin den Rest der angegliederten Gaistalmulde vor uns, welche westlich im Norden der Sonnenspitze noch einmal einen etwas vollständigeren Umriß gewinnt.

Die Muschelkalkserie des nördlichen Tajakopfes ist eine reiche Folge von verschiedenen, leider an Fossilien armen Gesteinslagen. Die härteren dickbankigen Kalke bilden vorspringende Rippen, zwischen denen die dünngeschichteten, mit Mergeln wechsellagernden Kalklagen als Schluchten eingewittert sind. Die ganze Serie ist in Schlangenwindungen verbogen und von zahlreichen Rutschflächen entlang den Grenzen weicherer und härterer Gesteinszonen zerschnitten.

Um einen Einblick in die Zusammensetzung dieser mächtigen Serie zu erlangen, benutzen wir die Aufschlüsse der Westseite und gehen von dem nördlichen Wettersteinkalke aus.

An die hellen Kalkmassen, die vom Nordgipfel des nördlichen Tajakopfes gegen den Seebensee in gewelltem Schwunge herabziehen, legen sich dunklere, feste, graue Kalke. Dieselben nehmen gegen oben Schichtung an und bilden eine mächtig vorspringende Mauer, welche eine Schlucht begrenzt. Im Grunde dieser Schlucht treten dünngeschichtete, dunkle Knollenkalke, dann Kalke, welche auf den Schichtflächen verschlungene dünne Wülste tragen, sowie Knollenkalke mit schwarzen und grünen Mergellagen zutage. Diese dünngeschichteten Kalke sind kräftig verbogen, geknickt und häufig verworfen. Die 15—40 *m* breite Schlucht hat großenteils Rutschwände zur Einfassung.

Der südliche Abschluß dieser Schlucht wird durch einen Felssporn gegeben, der unten über 60 *m* breit ist, nach oben sich immer mehr verschmälert und endlich ganz verschwindet. Dieser Sporn besteht im nördlichen Teile noch aus dunklen harten Knollenbänken, im südlichen aus einem ungeschichteten hellgrauen Kalk, an den im untersten Teile ein Fetzen von bituminösem Dolomit angepreßt liegt. Die Schlucht, welche auf diesen Felssporn folgt, besteht wiederum in fast gleicher Zusammenstellung aus verschiedenartigen dünngeschichteten Knollenkalken. Sie ist etwa 35 *m* breit und zeigt ebenfalls lebhafte Schichtenbiegungen und Rutschflächen an den Seitenwänden.

Die Südbegrenzung dieser Schlucht bildet eine dicke, dunkle, graue Kalkmasse, welche nur im nördlichen Teile Schichtung aufweist. Der Fuß dieser Kalkmasse wird von der großen Schubfläche abgeschnitten, längs der bituminöser, bräunlicher Dolomit darangrenzt. Die Mächtigkeit dieses Kalkkeiles verringert sich von etwa 80 *m* in der Tiefe bis auf 30 *m* am Grat. Die Schubfläche ist am Fuße dieses Kalkkeiles ausgezeichnet scharf entwickelt und die Rutschstreifen verlaufen in der Richtung vom Berg gegen das Tal. An manchen Stellen nahe der Rutschfläche ist auch der Kalk bituminös.

Südlich dieses Kalkzuges stellt sich nochmals eine Zone von dünngeschichteten, meist knolligen Kalken ein, die bis zur Scharte zwischen nördlichem und südlichem Tajakopf emporreicht.

Steigen wir von der Rauchwackenscharte zum Gipfel des nördlichen Tajakopfes empor, so begegnen wir nach den Rauchwacken bituminösen, grauen Kalken, dünnschichtigen, dunkelgrauen Kalken mit zahlreichen verschlungenen schmalen Wülsten, grauen Kalken und endlich einer sehr mächtigen Folge von dunklen Knollenkalken mit reichlichen Hornsteinknauern. Diese Knollenbänke nehmen auch auf der Gratschneide noch kühn gebogene Stellungen ein. Der südliche Gipfel wird ausschließlich von diesen Knollenkalken aufgebaut. Eine wilde Scharte trennt ihn vom nördlichen Gipfel, der aus ungeheuren Blöcken von Wettersteinkalk besteht. Längs der Scharte zieht eine ungefähr ostwestlich streichende Störungszone zwischen Wettersteinkalk und Muschelkalk hindurch.

Wir haben nach diesen Angaben am nördlichen Tajakopf einen dreifachen Wechsel zwischen mächtigen, fast ungeschichteten grauen Kalkzügen, welche eine ähnliche Verwitterungsfarbe wie Wettersteinkalk besitzen, und dunklen, dünnschichtigen, meist knolligen Kalken mit Mergeleinlagen. Es läge nahe, darin den Ausdruck von Schuppenstruktur zu finden, doch scheint mir eher nur eine Schichtserie vorzuliegen, in der ein Wechsel von petrographisch ähnlichen Gesteinen vorliegt. Die Schichtstörungen lassen sich auch aus dem Wechsel von nachgiebigen und härteren Gesteinslagen erklären. Auch das rasche Wechseln in der Mächtigkeit der großen Kalklinsen zwischen den dünnschichtigen Kalken scheint dafür zu sprechen. Außerdem werden wir ähnlich reichen Schichtverbänden in der Nähe an den Mariabergspitzen und am Wanneck begegnen.

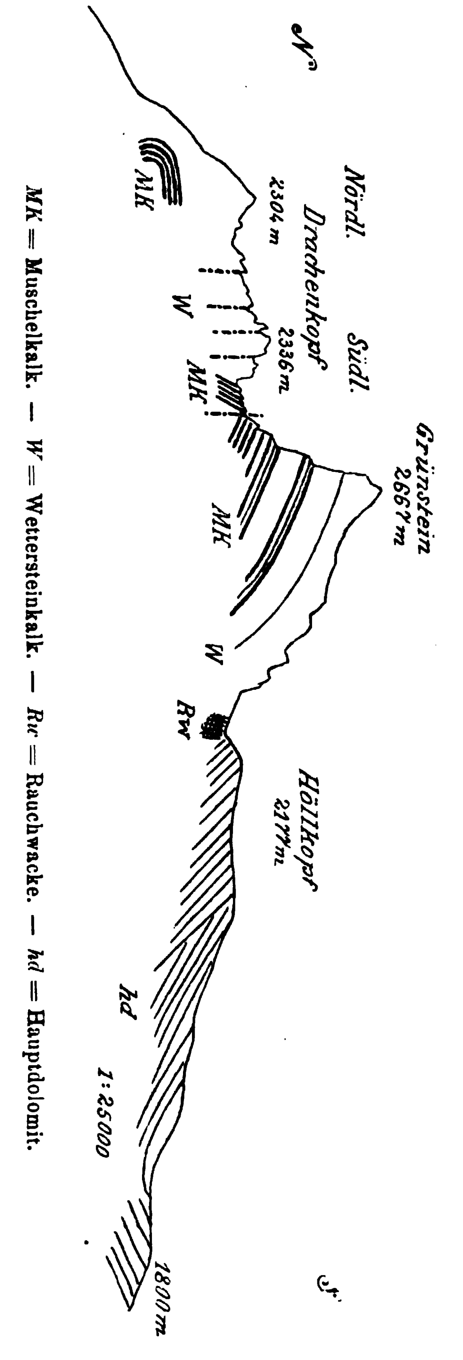
Bevor wir nun die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Drachen- und Seebensees besprechen, müssen die des Hauptkammes vom Grünsteintörl bis zu den Mariabergspitzen erläutert werden.

Der Einschnitt des Grünsteintörls ist ein tektonischer und der Aufbau des Hauptkammes zu beiden Seiten ein verschiedener. Der Westgrat der Griesspitzen bricht in steiler Wand zu der Einschartung herab, die von einer Anzahl von Felstürmen besetzt wird. Der Muschelkalkzug der Nordwand bildet den untersten Teil des Grates und streicht über denselben auf die Südseite der Scharte, wo er an einer Querverwerfung abgeschnitten wird. Auf der Grathöhe schieben sich zwischen diesen vorzüglich aus Knollenkalken bestehenden Muschelkalkstreifen und die tiefste Scharte mehrere kleine Felstürme ein, die durch Rutschflächen voneinander geschieden werden. Die öst-

lichste Zackengruppe wird von schwarzen Knollenkalken mit schwarzen, grünen, seltener roten Mergellagen aufgebaut. Die drei kleineren, westlich daranstoßenden Zacken bestehen aus hellgrauem Kalk, der letzte niedrige Höcker vor der Scharte aus zerdrücktem bituminösem Dolomit. Die Scharte wird ebenfalls von diesem Dolomit ausgekleidet, welcher auf beiden Abhängen der Scharte bis zu den geschlossenen Schutthalden hinabreicht. An der Nordseite zieht er sich am Fuße der Kalktürme längs einer Rutschfläche gegen Osten. An der Westseite der Scharte baut er einen kleinen Höcker auf, an den der kühne, aus hellem Wettersteinkalk bestehende Grünsteinturm stößt. Auch dieser Turm ist von den westlich aufragenden Grünsteinköpfen durch eine Spalte abgetrennt. An der Südseite wird dieser große Turm noch eine Strecke weit von dem Dolomit der Scharte umgriffen. Jenseits des Grünsteinturmes erhebt sich der Hauptkamm wieder und leitet über die Grünsteinköpfe zum Gipfel des Grünsteines (2667 *m*). Dieser Kamm zeigt keine scharfen, hochzackigen Formen, sondern einen mehr treppenförmigen Anstieg. Flache, gegen Westen zu immer höhere Gratstücke, getrennt durch scharfe Einrisse, liegen hier vor. An der obersten großen Einschartung, wo eine gangbare Schneerinne von Norden heraufreicht, ist ein bituminöser zerdrückter Dolomit eingelagert. In den Bau dieses Bergkammes gewähren die Nordabstürze den besten Einblick. Wir finden hier eine Anzahl von ungefähr parallelen senkrechten Querverwerfungen vor, welche die Bergmasse in einzelne verschieden hohe Stücke zerlegen. Die Schichtung ist eine flach südfallende und am Wandsockel treten hie und da noch Teile des liegenden Muschelkalkes hervor. An diesen Muschelkalksohlen verrät sich am deutlichsten das treppenförmige Emporrücken der einzelnen Bergschollen gegen Westen.

Der Südabfall des Grünsteinkammes wird von meist undeutlich geschichtetem Wettersteinkalk und Dolomit eingenommen. Die breite Furche, welche vom Grünsteintörl in die Hölle hinabzieht, ist von Verwerfungswänden eingefaßt. Von der Hölle zieht am Südfuße des Grünsteinkammes eine breite Schuttgasse zur Scharte zwischen Grünstein und Höllkopf empor. Unter ihrem Schuttstrome müßten die Raibler Schichten liegen, falls sie nicht überhaupt fehlen. An der Scharte nördlich des Höllkopfes finden wir sie nur durch Rauchwacken vertreten. Ebenso wie am Wankberg fällt auch hier der Hauptdolomit flacher (30—40°) von der steil aufragenden Wettersteinkalkwand gegen Süden. Der Wettersteinkalk des Grünsteinkammes dürfte nach den Aufschlüssen an der Westwand des Grünsteines gegen Süden seine Neigung sehr versteilen. Wie wir schon erwähnt haben, heben sich die einzelnen Bergschollen ruckweise gegen Westen, so daß diejenige, welche den Gipfel des Grünsteines trägt, am höchsten liegt. An diese Scholle ist nun im Norden der niedrige, aber scharf gezackte Grat der Drachenköpfe (Fig. 11) angelehnt. Eine schmale Scharte trennt ihn von der Nordwand des Grünsteines, deren untere Hälfte von Muschelkalk gebildet wird. In der Scharte sehen wir diese flach gelagerten Muschelkalkbänke mit steil nordfallenden zusammenstoßen, welche gegen den südlichen Drachenkopf zu ein Vorwerk wilder Schichtbretter aufrichten. Es sind dunkelgraue Knollenkalke, welche unter

Fig. 11.



MK = Muschelkalk. — W = Wettersteinkalk. — Rw = Rauchwacke. — hd = Hauptdolomit.

den Wettersteinkalk des südlichen Drachenkopfes steil hinabtauchen. Der Kamm der Drachenköpfe wird von mehreren steilen Spalten durchquert und besteht auf der Westseite ganz aus Wettersteinkalk, während auf der Ostseite unter dem Gipfel des nördlichen Drachenkopfes ein deutlich ausgeprägtes einseitiges Gewölbe von Muschelkalk vorschaut. Sein Nordflügel ist ein wenig gegen Norden überkippt, der Südflügel dagegen liegt ganz flach. Dieses Gerölle zeigt uns auch in deutlicher Weise, wie die Lagerung der Schichten in der Umgebung des Drachensees aufzufassen ist. Dieser See liegt östlich von diesem Gewölbe des nördlichen Drachenkopfes, und wird auf allen Seiten von ziemlich steilen Felsufern eingefaßt. Die Süd- sowie teilweise die West- und Ostumrandung bilden hornsteinreiche Knollenkalke des Muschelkalkes, während die Nord- sowie teilweise die Ost- und Westgrenze heller und dunkler graue Kalke ausmachen.

Wo an der Südostecke des Sees der Abfluß des kleinen über der Stufe gelegenen Schmelzwassersees herabfließt, schneidet eine kleine Verwerfung ungefähr parallel mit dem Ostufer herab, die hellgrauen Kalk an die hornsteinreichen Knollenkalke wirft. Die Stufe im Süden des Sees besteht aus flachgewölbten Knollenkalken, welche von kleinen Sprüngen zerteilt werden. Die Nordschwelle des Drachensees bilden saiger stehende dunkelgraue, oft bituminöse Kalke, welche Hornstein enthalten. Die unteren Teile dieser Stufe gegen den Seebensee bestehen wieder aus hellen Kalken. Abgesehen von kleinen Unregelmäßigkeiten, fügen sich die Aufschlüsse um den Drachensee zum Bilde eines Gewölbes zusammen, dessen Südflügel flach liegt, während der Nordflügel (die Nordschwelle des Sees) saiger steht. Die Querverwerfungen, welche wir südlich an der Nordwand der Grünsteinköpfe gefunden haben, zerschneiden auch noch dieses Gewölbe, in dem der Drachensee eingetieft liegt.

Vom zackigen Scheitel des Grünsteines sinkt der Hauptkamm zur östlichen Mariabergscharte hinab. Jenseits derselben erheben sich die beiden kühn geschnittenen Mariabergspitzen, welche in steiler Flucht zum tiefen und breiten Mariabergjoch (1796 *m*) abbrechen. An der östlichen Mariabergscharte übersetzt der Muschelkalkzug der Grünsteinnordwand den Kamm und fällt in einer Neigung von 30—40° in der Schlucht zwischen dem Westecke des Grünsteines und der östlichen Mariabergspitze gegen Süden. Über diese Scharte streicht entlang der Ostwand der östlichen Mariabergspitze eine bedeutende Querverwerfung. Während nun östlich von derselben Muschelkalk und Wettersteinkalk des Grünsteines gegen Süden abfällt, neigt dieselbe Schichtfolge westlich im Gebiete der Mariabergspitzen gegen Norden. Daher treffen wir in der Nordwand dieser letzteren Gipfel nur Wettersteinkalk, wogegen in der Südwand die Muschelkalkschichten, mit Ausnahme der Gipfelkappen, das ganze untere Gehänge aufbauen. An der Scharte zwischen den beiden Gipfeln schneidet wieder eine Querverwerfung durch, welche eine höher gehobene westliche Scholle von einer etwas tieferen östlichen scheidet. Die Muschelkalkschichten der Mariabergspitzen bilden jedoch keine einfache Unterlage, sondern sind zu einer Falte zusammengedrückt,

welche besonders deutlich in den Westwänden durch Lagen dunklerer und hellerer Kalkzüge hervortritt.

Diese Falte, in welche die Schichten der westlichen Mariabergspitze gelegt wurde, erinnert sehr an die Verbiegungen der Muschelkalkschichten des Tajakopfes, nur daß sie hier kräftiger ausgebuchtet sind. Da die Schichten der westlichen Mariabergspitze gegen Nordwesten streichen, bietet die Nordwestwand einen fast senkrechten Querschnitt dar, während die Westwand schräg zum Schichtenstreichen verläuft. Darauf beruht die Erscheinung, daß die Faltung der Schichten in der Nordwestwand weit weniger stark ausgebogen und nicht so spitzwinklig wie in der Westwand erscheint. In der Nordwand der westlichen Mariabergspitze ist auch zwischen Muschelkalk und Wettersteinkalk ein Keil von Partnachschichten eingeschaltet, welche im übrigen Mieminger Gebirge sonst nirgends so entwickelt ist. Es ist eine mächtige Lage von schwarzen Mergeln, welche von vier schmalen, etwa 1 *m* breiten Kalkzügen durchschnürt werden. Was den großen Aufschluß interessant macht, ist der Umstand, daß gerade eine Stelle vorliegt, wo man in klarer Weise verfolgen kann, wie die Tonschiefer zwischen den Kalklagen ausspitzen, während sich diese verdicken und endlich zusammenwachsen. Wir haben hier gerade eine Faziesgrenze vor uns, welche zeigt, wie die Tonschiefer der Partnachschichten in dunkelgraue Kalke übergehen, welche wiederum ihrerseits mit den auflagernden hellen Wettersteinkalken engstens verbunden sind. Ähnliche Verhältnisse haben wir bereits im Karwendelgebirge gefunden, jedoch ist dort der Übergang der Mergel in die Kalkfazies nirgends so klar erschlossen. Von der westlichen Mariabergspitze zweigt nach Norden ein Seitenkamm ab, dem zwischen tiefen Scharten hohe kühne Felsgipfel entragen. Eine tiefe, schmale, ungangbare Scharte (Schwärzscharte) löst den mächtigen Kamm des Wampeten Schrofen (2518 *m*) von der westlichen Mariabergspitze ab. Eine Verwerfung schneidet an dieser Scharte in das Gefüge der Felsen. Der Wampete Schrofen wird vorzüglich von Wettersteinkalk aufgebaut, welches Gestein auf seiner Ostseite ausschließlich zutage tritt, während an der Westseite am Fuße der Wand über den Tonschiefern der Partnachschichten noch dunkle geschichtete Kalke vortreten. Wenn wir von den Westhängen des Wampeten Schrofen bis zum Mariabergjoch hinüberqueren, können wir ein vollständiges Profil vom Wettersteinkalk bis zum Muschelkalk verfolgen. Wie schon erwähnt, besteht der Wampete Schrofen aus hellem Wettersteinkalk, welcher von meist ost-westlich streichenden, steil stehenden Verwerfungen zerschnitten wird. Längs der Schlucht nun, welche an der Südwestseite dieses Berges zur Schwärzscharte emporzieht, stellen sich an der Basis des fast ungeschichteten lichtgrauen, oft gelblichen Wettersteinkalkes deutlich geschichtete dunkelgraue Kalke ein, welche in ihrem Liegenden dünnbankig werden und knollige Schichtflächen annehmen. Die knolligen Platten grenzen unmittelbar an die Mergel der Partnachschichten, welche eine größte Mächtigkeit von etwa 100 *m* erreichen. Es sind grauschwarze, muschelig splitternde, feste oder weichere, glänzende, dünnblättrige, eng gefältelte Mergel, welche zahlreiche linsenförmige Einlagen von schwarzem Mergelkalk enthalten.

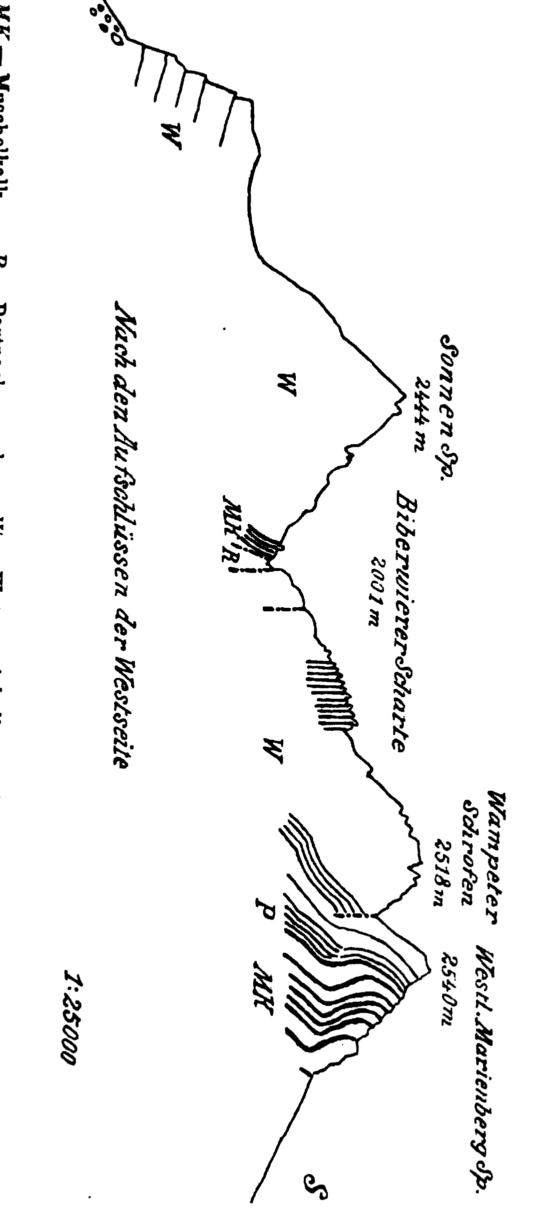
Diese Einlagen besitzen eine gelbliche Verwitterungsfarbe, einen scharf muscheligen Bruch und keilen sehr rasch zwischen den Mergeln aus. Die härteren Teile der Mergelzüge zerfallen beim geringsten Schlag in eine Unmenge scharfer Griffelsplitter, welche in den daraus gebildeten Schutthalden oft die Feinheit einer Spreu von Kiefernadeln erlangen. Von Sandsteinen ist keine Spur vorhanden. Die vier schmalen Kalkzüge, welche in ungefähr gleichen Abständen die Mergelmassen durchziehen, verwittern ganz hellgrau und sind im Bruch dunkelgrau. An ihnen treten die Verbiegungen besonders deutlich hervor. Das Streichen richtet sich gegen Nordwesten und das Fallen beträgt im Durchschnitt 40° gegen Nordost.

In der halben Höhe der Nordwand der westlichen Mariabergspitze keilen die Mergellagen zwischen den Kalkzügen aus, welche sich mit den dunklen geschichteten Kalken im Hangenden der Mergel vereinigen.

Das Liegende der Partnachmergel bilden mächtige, dicke Bänke von dunkelgrauem Kalk. Die Schichtung tritt in ihrem Bereiche sehr zurück, so daß man aus der Ferne eine geschlossene Schichtplatte vor sich zu haben meint. Die Mächtigkeit schwankt von 30—80 *m*. An diese dicke Kalkmasse legen sich dünnschichtige schwarze Knollenkalke, welche Kieselknauern enthalten und zwischen den Schichtfugen dünne Mergellagen aufweisen. Das Liegende dieser dünnschichtigen Gruppe bildet wieder ein mächtiger Keil von dunkelgrauem, dickbankigem Kalk, welcher hellgrau verwittert. Seine Mächtigkeit schwillt von unten nach oben am Berghang rasch an und ab. Eine Folge von dünngeschichteten Knollen und Wulstkalken mit Mergeleinlagen schließt sich an diese Kalkmasse an.

Mit dieser Schichtfolge gelangen wir bereits auf den Hauptkamm. Die vorhin erwähnte mächtige, rasch auskeilende Kalkmasse bildet den etwas gegen Norden vorspringenden Punkt (2123 *m*), unter welchem die Knollen- und Wulstkalke auf die Südwestseite herüberstreichen. Hier zeigen sie durch den schiefen Anschnitt dieser Wandfläche eine spitzwinklige, aufrechtstehende Faltzeichnung. Folgen wir dem letzterwähnten Zuge dünngeschichteter Knollen- und Wulstkalke, so sehen wir in seinem Liegenden noch eine große, wenig geschichtete Masse grauer Kalke auftreten. Wir haben also auch hier, ebenso wie am nördlichen Tajakopf einen mehrfachen Wechsel von dünnschichtigen, knolligen, wulstigen, oft an Hornstein reichen Kalken, welche dünne Mergellagen enthalten mit großen, dickgebankten, rasch in ihrer Mächtigkeit schwankenden Kalkmassen. Auch hier sind zahlreiche Rutschflächen vorhanden, jedoch verbietet die lebhafte und einheitliche Faltung des ganzen Schichtsystems die Annahme einer mehrfachen Überschiebung, da eine große Bewegung längs der stark gebogenen Schichtflächen unmöglich ist. Die Rutschflächen, welche nur eine untergeordnete Bedeutung erlangen, verlaufen aber meist entlang von Schichtgrenzen. Der Wechsel ähnlicher Schichtfolgen ist ein ursprünglicher, schon in der Ablagerung begründeter. Der Fuß der Mariabergspitzen ist an der Südwestseite völlig in Schutt begraben, dagegen zeigt uns der Nordhang des Verbindungskammes zum Mariabergjoch, daß der Muschelkalk längs einer bedeutenden

Fig. 12.



MK = Muschelkalk. — *P* = Partnachmergel. — *W* = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *L* = Lias. — *J* = oberer Jura.

Störungszone an zertrümmerten bituminösen Dolomit grenzt. Etwas westlich von Punkt 2123 *m* schneidet diese Störung bei 2050 *m* den Hauptkamm und senkt sich in nordwestlicher Richtung ganz bis in die Schlucht hinab, welche von der Schwärzscharte zwischen Schachtkopf und Bremsstadelkopf herabzieht. Sie ist hier von 2050 *m* bis 1600 *m* Höhe aufgeschlossen, während sie auf der Südseite des Kammes ganz verschüttet ist. Ein zerdrückter dunkler Kalk stößt mit zerriebenem Dolomit zusammen, der erst in einiger Entfernung von der Störungszone Schichtung zeigt. Die Schichtung neigt sich bei einem nach Nordwest gerichteten Streichen gegen die Störungsfläche, und zwar in der Nähe des Kammes steiler (60°), tiefer unten flacher (20—30°). Im einzelnen wechselt Streichen und Fallen sprunghaft. Dieser Dolomitstreifen, welcher auf der Kammhöhe gegen das Mariabergjoch von 2050 *m* bis 1900 *m* Höhe ansteht, wird auch auf seiner Nordwestseite wieder von einer Störung begrenzt, welche mit der ersteren ungenau parallel verläuft.

Entlang dieser Störungszone stößt nun der Dolomitstreifen an ein neues gegen Südwesten streichendes Schichtsystem, das auf der Kammhöhe mit einer flach lagernden Scholle von roten, grünen Mergeln und Kalken, grünen, grauen, dünnschuppigen Kalken, blutroten und schwarzgrünen Hornsteinbänken und grauen Mergeln beginnt. Tiefer auf der Nordseite stellen sich Kössener Schichten und Hauptdolomit ein. Bevor wir aber nun näher auf die Beschreibung dieser Schichtgruppe eingehen können, muß noch der Seitenkamm der westlichen Mariabergspitze (Fig. 12) zur Darstellung gelangen. Der Wampete Schrofen senkt sich gegen Norden zur Bieberwierer Scharte (2001 *m*) ab, von der sich der Kamm zur schlankgeformten Ehrwalder Sonnenspitze (2414 *m*) aufschwingt. Diese Scharte ist von mächtigen Bruchzonen begleitet, zwischen denen verschiedene Schichtlappen eingeschlossen sind. Der Nordgrat des Wampeten Schrofens bildet den zackigen Schartenkopf (2336 *m*), welcher sich mit seinen saiger stehenden Wettersteinkalkschichten unmittelbar über der Scharte erhebt. Eine glatte überhängende Rutschwand schneidet diesen lichten, weißlich bis gelblichgrauen Wettersteinkalk an der Scharte ab. Die Westseite derselben gewährt keine Aufschlüsse, da mächtige Schuttwälle über das Grundgebirge gebreitet liegen. Grobes Blockwerk von Wettersteinkalk füllt die Schwelle der Scharte an. An der steilen, schluchtartigen Nordwestseite erkennen wir, daß Rauchwacken und arg zertrümmerter bituminöser Dolomit (eine Dolomitbreccie) den Grund der Scharte ausfüllen, während nördlich hoch darüber aufragend Muschelkalkplatten hereinstreben. Es sind Knollenkalke, durchwachsen von Hornsteinknauern, welche von grünen und schwarzen Mergellagen gebändert werden. Dieselben sind steil aufgebogen und streichen an der Ostseite der Scharte ungefähr ostwestlich, wogegen sie auf der Westseite in nordwestlicher Richtung umbiegen und sich dem Fuß der großen Sonnenspitzwestwand anschmiegen. Eine Rutschfläche trennt sie von dieser aus Wettersteinkalk erbauten Wand, welche selbst ihrer Struktur nach als eine große Verwerfungswand zu bezeichnen ist. Wenn man sie von Westen her betrachtet, fallen besonders drei gegen Süden geneigte Schnittflächen auf, welche diese Wand von

unten bis oben durchsetzen. Steigen wir die Schlucht der Bieberwierer Scharte gegen Bieberwier hinab, so treffen wir auf eine Felsstufe, welche aus der Wand des Schartenkopfes weit in die Schutthalden vorspringt. Sie besteht aus Wettersteinkalk und über ihr tritt am Berghang ganz zerdrückter bituminöser Dolomit zutage. Diese Felsstufe wird von scharfen Rutschflächen umgrenzt, welche sich gegenseitig durchkreuzen.

Nördlich von dieser Felsstufe stehen am Abhange der Sonnenspitze zerdrückte Dolomite an, welche wohl die Fortsetzung der Einlage in der Biberwierer Scharte bilden dürften. Unterhalb der Felsstufe finden sich in den Schutthalden nicht selten Blöcke von Sandsteinen, schwarzen Kalken mit Ostreenspuren und Oolithen, die ganz den Gesteinen der Raibler Schichten entsprechen. Ihr Anstehendes ist durch Schutt verdeckt. Die Rauchwacken und Dolomite der Scharte dürften wohl höchstwahrscheinlich auch aus den Raibler Schichten und dem Hauptdolomit stammen. Hier soll noch erwähnt werden, daß sich in dem Dolomit der Biberwierer Scharte einzelne spärliche Lagen von Asphaltschiefer finden.

An der Westseite ziehen unter der großen glatten Wand der Ehrwalder Sonnenspitze ungeheure Schuttströme zu Tale, welche weithin alles Grundgebirge verhüllen. Dafür bietet uns die Ostseite oberhalb des Sebensees einige Einblicke in den Bau dieses Bergkörpers. An den untersten Hängen der Sonnenspitze gerade gegenüber dem Seebensee treffen wir wieder einen braunen, zerdrückten und bituminösen Dolomit, welcher gegen 150 *m* am Gehänge emporstrebt. Südlich davon ist ein Gewölbe von Muschelkalkschichten entblößt, welches gegen Norden überkippt ist. Ob der Dolomitstreifen nur angelagert ist oder tiefer in den Berg hineingreift, ist nicht sicher zu entscheiden. An dem Muschelkalkgewölbe erreicht seine Verbreitung ein Ende.

Das ganz zusammengepreßte Gewölbe, welches eine Mächtigkeit von 60—80 *m* hat, wird von dünnbankigen Knollenkalken mit Hornsteinknauern, von Wulstkalken, von dunklen Kalken und grauen kleinknolligen Kalken gebildet.

Die Stufe zwischen Sonnenspitze und nördlichen Drachenkopfe nimmt ein grauer Kalk mit knorrigen Verwitterungsflächen ein, die Stufe zwischen Schartenkopf und nördlichem Drachenkopfe ein hellweißlichgrauer Kalk. Die Karböden selbst sind mit reichem, in Wällen angeordnetem Schutte vollgefüllt.

Im Norden ist der Ehrwalder Sonnenspitze eine flache Felsmulde angelagert, welche aus Wettersteinkalk besteht und sowohl nord- als westwärts in jähen Wänden ins Tal hinabbricht. Der Wettersteinkalk ist nur wenig gegliedert und bildet eine im Norden wenig aufgebogene Mulde, welche als hochgehobene Fortsetzung der Gaistalmulde anzusehen ist. Am Fuße ihrer Nordwand drängen sich Schichtmassen des Jura und der Kreide heran, die nur mangelhaft aufgeschlossen sind. Ihre Stellung soll zugleich mit der Schilderung des Südhanges des Wettersteingebirges gegeben werden.

Der Kamm des Wampeten Schrofen und der Sonnenspitze ist der letzte westliche Quergrat des Mieminger Gebirges. Dem Wampeten



Schrofen ist noch ein niedriger Vorkopf aus Wettersteinkalk (Schachtkopf) vorgelagert, dann treten im Weiterstreichen jüngere Schichtglieder ein. Der (Schachtkopf 1640 *m*) wird vom Wampeten Schrofen durch eine mächtige Verwerfung getrennt, welche am Tage durch Schutt verdeckt ist, dagegen durch die Bergbaue klar erschlossen wurde.

Häusing hat in der „Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen" 1898, S. 101—107 die Grube Silberleiten und die Aufschlußarbeiten im Liegenden der Wasserkluft dargestellt.

Unter der Wasserkluft verstehen die Bergleute dieses Gebietes nun jene große Verwerfung, welche den Schachtkopf vom Wampeten Schrofen ablöst. Es sind zwei in spitzem Winkel gegeneinander geneigte Rutschflächen, welche sich in der Tiefe vereinigen. Der zwischen ihnen liegende Gesteinskeil besteht aus fein zerriebenem Kalke, aus größeren und kleineren, in der feinen Reibmasse enthaltenen Kalkbrocken sowie aus Partnachschiefern. Beide Rutschflächen neigen sich gegen Westen und sind glatt geschliffen. Diese Kluft führt reichliches Wasser, welches jetzt durch den Max Braun-Stollen abgeleitet und verwendet wird. An diesen Rutschflächen ist der Schachtkopf gegen den Wampeten Schrofen um etwa 700 *m* abgesunken und zugleich mit etwa 62° gegen Norden abgelenkt worden (nach der Richtung der Rutschstreifen). Der helle weißlichgraue Wettersteinkalk des Schachtkopfes ist viel mehr von Sprüngen zerstückelt als jener des Wampeten Schrofens. Im Inneren des Schachtkopfes sind neuerdings die Partnachschichten in einer Mächtigkeit von 100—120 *m* und mit vier Kalkzügen aufgeschlossen. Sie streichen ebenso wie ihre Fortsetzung an den Mariabergspitzen nordwestlich und fallen 45° gegen Nordost. Am Tage sind sie nirgends entblößt. Wenn wir die Wasserkluft mit den Verwerfungen an der westlichen Mariabergspitze in Verbindung zu bringen suchen, so ist es am wahrscheinlichsten, daß sie mit jener zusammenhängt, welche von der Schwärzscharte entlang dem Wampeten Schrofen herabzieht. Durch die Verfolgung der Wasserkluft ist es auch gelungen, die Fortsetzung der Erzgänge, welche im Schachtkopfe an ihr abgeschnitten werden, hoch oben in den Wänden des Wampeten Schrofen wiederzufinden. Am Mariabergjoch erleidet der Mieminger Hauptkamm wesentliche Änderungen seines Aufbaues. Wir haben gesehen, wie die steil aufgebogenen Schichtmassen der westlichen Mariabergspitze in ihrem gegen Nordwest gerichteten Streichen von einer Querverwerfung abgeschnitten werden, der entlang ein Streifen von Dolomit angelegt ist. Eine zweite, ungefähr parallele Querverwerfung trennt nun diesen Dolomitstreifen von einer Serie von Schichten, welche ein gegen Südwest zielendes Streichen beherrscht. Der Dolomitstreifen vermittelt so den Übergang von zwei nahezu senkrecht gegeneinander streichenden Gebirgsteilen.

Westlich von diesem Dolomitstreifen besteht aber außerdem der Gebirgskamm aus zwei sehr verschiedenartigen Teilen. Wir finden eine gegen Südosten geneigte Schichtplatte, welche die Glieder vom Hauptdolomit bis zum Muschelkalk enthält und eine nördlich daranstoßende, ebenfalls gegen Südosten fällige Schichtgruppe vom Hauptdolomit bis zum oberen Jura. Die erste Schichtserie bildet den Berg-

kamm, wogegen die zweite im Norden niedrigere angelehnte Höhenzüge aufbaut.

Das Mariabergjoch ist bereits in diese beiden Schichtgruppen eingesenkt. Wenn wir durch das Mariabergtal von Süden empor steigen, so wandern wir bis nahe zur Jochhöhe auf Hauptdolomit. Die oberste Jochhöhe aber besteht aus grauem Kalk, der auf der Nordseite in dünngeschichtete, kleinknollige Kalke übergeht, welche 30—40° gegen Südost fallen. An sie stößt (nördlich des Joches) ein schmaler Streifen von zertrümmertem Dolomit, an den rote und graue dünnschuppige Kalke, rote feste Kalke mit Crinoiden, schwarze Kalke und Mergel der Kössener Schichten sowie Hauptdolomit anschließen. Der Hauptdolomit bildet den Bremsstadelkopf und die südwestlich davon gelegene Muldenfläche, auf der auch zurückgewitterte Reste der ursprünglichen Decke von Kössener Schichten lagern und Quellenaustritt veranlassen. Östlich von der tiefsten Stelle des Mariabergjoches gelangen die Juraschichten bis auf den Hauptkamm, wo sie den gegen Norden schroff abbrechenden Felskopf des Punktes 1897 bilden. Diese Scholle liegt sehr flach, dafür zeigen ihre einzelnen Schichtglieder die lebhafteste allseitige Kleinfältelung.

Sie grenzt unmittelbar an den mehrfach erwähnten Dolomitstreifen, welcher sie vom Muschelkalk der westlichen Mariabergspitze trennt.

Mit dieser Scholle beginnt ein Zug von jüngeren Schichten, welcher auf weite Strecken gegen Westen zu verfolgen ist und der im Bereiche des Wannecks und der Heiterwand unmittelbar mit älterer Trias zusammenstößt. Bevor wir uns aber zur Beschreibung dieses Schichtzuges wenden können, muß der Hauptkamm besprochen werden, welcher sich vom Mariabergjoche mit wenigen Absätzen und Zacken zur Handschuhspitze erhebt, von der ein leichtgewellter Grat zum mehrgipfligen Wanneck hinüberleitet. Der Wettersteinkalk ist hier stellenweise dolomitisch. Gegen Norden weist dieser lange Grat schroffe Abstürze auf, wogegen nach Süden steile, breite Abhänge abfallen. Vom Mariabergjoche zieht am Fuße der Nordwände ein Streifen von Muschelkalkgesteinen langsam ansteigend bis zum Wanneck empor, dessen nördlicher Gipfelvorsprung noch von ihnen gebildet wird. Durch Schutt werden große Teile dieses Schichtzuges verdeckt, außerdem erleidet derselbe besonders in den Nordwänden der Handschuhspitze an einigen Querverwerfungen kleinere Verrückungen seines Zusammenhanges, so daß er nicht stetig, sondern in Staffeln zum Wanneck emporsteigt. Über dem Muschelkalke folgen erst dunkelgraue, dann helle, lichtgraue Kalke (Wettersteinkalk), welche nicht bloß den ganzen Kamm, sondern auch noch weite Flächen des Südabfalles beherrschen. Zahlreiche Bergbaue waren in diesem Gesteine hier auf Galmei und Bleiglanz in Betrieb.

Der Zug der Raibler Schichten, welcher in der Umgebung der Mariabergalpe nur sehr undeutlich erschlossen ist, tritt am Südostabhange der Handschuhspitze wieder sehr deutlich hervor. An der Südkante dieses Berges steigen die Raibler Schichten bis über Punkt 1908 *m* empor und ziehen von da an der Südseite bis gegen den Rauchkopf hinüber. Die gewaltigen Schutthalden an der Ost- und Süd-

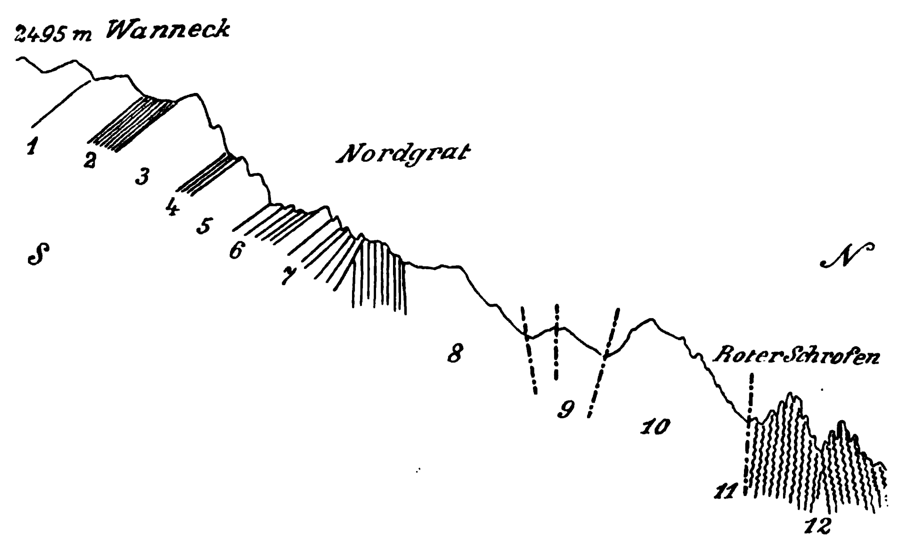


seite dieses Vorsprunges verdecken ihren weiteren Ausstrich, so daß sie erst wieder am Abbruche des Plateaus des Knappenwaldes gegen Nassereith sichtbar werden. Ihre Zusammensetzung ist am besten am oberen Ende des Pleissenbachgrabens (gegenüber einer Knappenhütte) in 18—1900 *m* Höhe erschlossen. Die steil südfallenden Raibler Schichten schmiegen sich hier dem Wettersteinkalke im allgemeinen konkordant an, wenn auch die unmittelbar angrenzenden Lagen wellige Verbiegungen sowie flach nach Süd fallende Verschiebungsflächen zeigen, welche jedoch ungezwungen durch gleitende Verschiebungen an der Grenze weicher und harter Schichtmassen erklärbar sind.

Auf den Abhängen sind hier Reste einer Gehängebreccie aus Wettersteinkalk erhalten. Weiter westlich erscheinen die Aufschlüsse



Fig. 13.



mehr durch Schutt und Vegetation verkümmert. Am Abbruche gegen Nassereith ist die Erschließung wieder eine vollständige, jedoch erweist sich der Schichtinhalt als weit ärmer. Der Anschluß der Raibler Schichten an den Wettersteinkalk ist größtenteils durch eine breite Schuttrinne und Vegetation verhüllt. Die Platten des Wettersteinkalkes, welche hier den Geierkopf bilden, werden von Verwerfungen zerschnitten und springen in Ecken gegen jene Schuttrinne vor, welche sie von den Raibler Schichten trennt. Letztere beginnen mit einer breiten Einlage eines dunkelgrauen bituminösen Kalkes, welcher zwei Felsnasen zusammensetzt. In einer Runse begegnen wir bräunlichen Sandsteinen mit Kohlenspuren, schwarzen Tonschiefern und Oolithen. Jenseits dieser Runse erhebt sich ein größerer Felsvorsprung aus grauem dolomitischen Kalk. An diesen Felskopf lagert sich das Konglomerat von Nassereith, welches durch Spalten in einzelne Schollen aufgelöst wird. Damit sind wir an dem großen Durchbruche angelangt, welcher bei Nassereith den ganzen Gebirgswall durchschneidet.

Fig. 14.

Schuttwälle östlich vom Blindsee (Fernpass)

N

hd

hd

H L J L J

MK

W

Wanneck
2495 m

S

1:25000

MK = Muschelkalk. — W = Wettersteinkalk. — *hd* = Hauptdolomit. — K = Kössener Schichten. — L = Lias. — J = oberer Jura.

Dabei ist zu bemerken, daß die Wettersteinkalkschichten, welche vom Wanneck gegen Nassereith herabziehen, in ihrem Streichen, besonders am Geierkopfe oberhalb diesem Dorfe, eine Ablenkung in beinahe südliche Richtung erkennen lassen. Kleinere Querverschübe treten, wie schon erwähnt, am Geierkopfe und außerdem an der Ostseite des Rauchkopfes ins Spiel.

Der Muschelkalk, welcher im Norden den Wettersteinkalk unterlagert, enthüllt seine Zusammensetzung in klaren Aufschlüssen am Nordgrate des Wannecks (Fig. 13), der sich zum roten Schrofen herabsenkt.

Wir treffen von oben nach unten:

1 Dunkler unterer großoolithischer Wettersteinkalk des Gipfels;
2 rote, grünliche, kieselknorrige, dünnbankige Kalke (15—20 *m*);
3 hellgrauer fester Kalk in dicken Bänken (30—50 *m*);
4 gelblichgrünliche, schwärzliche, schiefrige, dünnplattige Kalke. Die Mächtigkeit wechselt von 2—5 *m* im Osten zu 20—25 *m* weiter westlich;
5 fester hellgrauer Kalk, ähnlich verwitternd wie Wettersteinkalk (30 *m*);
6 graue, grünliche Knollenkalke mit Hornsteinen (20 *m*);
7 schwarze Knollenkalke, dünngeschichtet, weißadrig;
8 lichtgrauer Kalk, welcher von mehreren südwärts einfallenden Verwerfungen (9) zerschnitten wird;
10 Längs einer Verwerfungsfläche grenzt ein bald licht, bald dunkelgrau gefärbter kristalliner Dolomit daran. Gegen die Verwerfung voll von weißen Kalkadern (60—80 *m*);
11 Hauptverwerfung;
12 eng zusammengepreßtes Gewölbe aus hellgrauen und roten, schuppigen, dünnbankigen Kalken mit einem Kern aus blutroten und schwarzgrünen, splittrigen Hornsteinen und Hornsteinbreccien (oberer Jura).

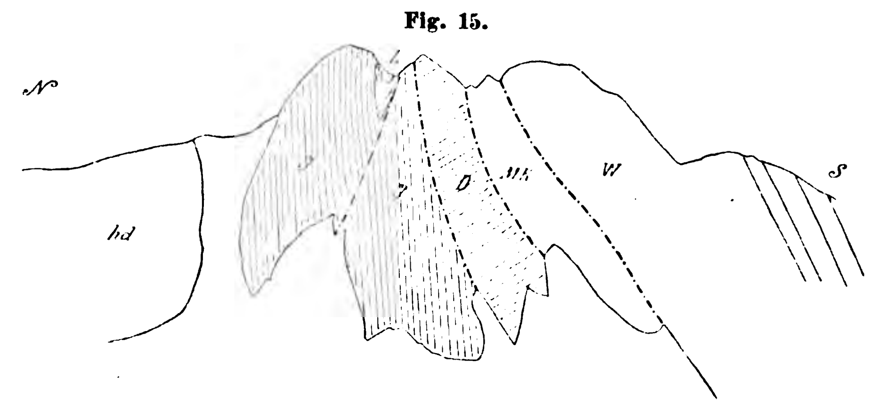
Ein weiter westlich durchgezogenes Profil (Fig. 14) ergibt ganz ähnliche Verhältnisse, nur erscheint die Muschelkalkserie viel beschränkter und der Dolomit (10) stößt mit einer Verwerfung unmittelbar an das Schichtglied (5).

Die große Störungsfläche, welche die älteren Triasablagerungen von den jurassischen trennt, ist im Norden des Wannecks deutlich erschlossen und weist bald saigere, bald süd- oder nordfällige Stellungen auf. Ihr Anschnitt ist eine von Auszackungen gebrochene Linie. Bemerkenswert erscheint es, daß die meist saiger angepreßten jurassischen Kalke eine Kleinfältelung besitzen, welche in horizontalen Wellenzügen angeordnet ist. Die Veränderung des Dolomits gegen die Verwerfung zu ist durch Zuschuß von zahlreichen kleinen Spalten eine auffallende, indem seine Farbe dabei von dunklem Grau in Weiß übergeht.

Vom Nordhange des Wannecks zieht diese Störung in fast gerader Linie und ungefähr südwestlicher Richtung über die Stufe der Nassereither (Mittenau-) Alpe nördlich vom Haferkopf (1829 *m*) ins Fernpaßtal hinunter. Allenthalben ist dabei zwischen Muschelkalk und Jura ein Streifen meist dunkelgrauen und bituminösen Dolomits eingeordnet.

Der tiefe Durchbruch des Fernpaßtales eröffnet mit den Aufschlüssen an seiner Ostseite einen guten Einblick in den Aufbau des ganzen Wanneckkammes. Auf der beiliegenden Ansicht (Fig. 15), welche nur den Abfall von der Nassereither Alpe bis ins Tal wiedergibt, sind die erschlossenen Schichtverhältnisse in Umrissen bezeichnet. Wir sehen im Süden die mächtige Tafel des Wettersteinkalkes (W), welche, wie wir schon wissen, bei Nassereith von Raibler Schichten und Hauptdolomit überlagert wird. Weiter im Süden ist der Wettersteinkalk wohl geschichtet, gegen den Muschelkalk (MK) zu jedoch verschwindet die Schichtung. Von der Muschelkalkserie sind hier nur dunkle Kalke und Knollenkalke entfaltet, etwa 60—80 *m*. Daran stößt ein steil südfallender brauner oder dunkelgrauer Dolomit (D), geschichtet und verknittert, sehr bituminös mit einzelnen mergeligen Lagen (100—120 *m*). Dieser Dolomit grenzt längs einer mächtigen

Fig. 15.



MK = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *D* = Dolomit. — *hd* = Hauptdolomit.
J = Lias. — *L* = oberer Jura.

Rutschfläche an liassische Kalke. Diese Rutschfläche besitzt gegen die Fernstraße herabzielende Rutschstreifen. Graue, weißadrige, rötliche, schwärzliche Mergelkalke, welche häufig auf den Schichtflächen schwarze Flecken und Verzweigungen zeigen, bilden ein mächtiges System, dessen komplizierter Aufbau durch eingefaltete rote Hornsteinkalke und Mergel (L) verraten wird. Eine breite Runse scheidet dieselbe im Norden vom Hauptdolomit (hd). Verfolgen wir diese Runse bergauf gegen die Nassereither Alpe, so treffen wir auf Kössener Schichten.

Die Aufschlüsse dieser Felsabstürze, welche zusammen mit jenen des Wannecks ein Profil von 1500 *m* Tiefe eröffnen, zeigen uns die Störung zwischen dem Trias- und Juraanteil des Gebirges als eine verbogene, glatte, steil gegen Süd fallende (ungefähr 60°) Verschiebungsfläche. Mehr oder weniger parallel mit ihr schneiden auch entlang den Grenzen der verschiedenen Gesteine Rutschflächen durch.

Nachdem wir nun mit der Beschreibung der Triasplatte bis zum Fernpaßtale vorgerückt sind, müssen wir noch eingehender die Struktur der nördlich daranlagernden jüngeren Schichtgruppe verfolgen.

Am Mariabergjoche begegnen wir gleich nördlich unter der Felsschwelle roten und grauen, dünnschuppigen Kalken, roten festen Kalken mit Crinoiden sowie Kalken und Mergeln der Kössener Schichten, welch letztere dem Hauptdolomitsockel des Bremsstadelkopfes auflagern. Die ersteren Schichten fallen steil gegen Süden ein und lassen sich nach Osten hin mit einer Scholle von roten und grünen Mergeln, roten Kalken, grünen, grauen dünnzerschieferten Kalken, schwarzgrünen und blutroten Hornsteinkalken und grauen Mergeln verbinden. Die Gesteine dieser Scholle (Punkt 1897 *m*) lagern am Kamm östlich vom Mariabergjoche flach gegen Osten geneigt, wo sie an einen Streifen von Dolomit stoßen. Dabei beherrscht eine intensive Kleinfältelung alle Schichtlagen, so daß die Schichtflächen in jeder Richtung verbogen sind. Die Dolomitzone, welche diese Scholle von dem Muschelkalke der Mariabergspitzen scheidet, beginnt mit einer von Rutschflächen zerschnittenen Zertrümmerungszone. An diese lagern sich geschichtete Dolomitbänke, welche höher gegen den Kamm zu, steiler gegen Osten einfallen als in tieferer Lage. Daran lagert neuerdings eine Zertrümmerungszone, über welcher mit Rutschflächen die schon erwähnten Gesteine des Muschelkalkes einsetzen. Diese wahrscheinlich dem oberen Jura angehörige Schichtscholle im Osten des Mariabergjoches ist der Beginn eines weitgedehnten Schichtzuges, der hier im Osten ebenso wie im Süden (an der Nordseite des Wannecks) durch einen Dolomitzug vom anlagernden Muschelkalke getrennt wird. Auf der Südseite des Bergkammes verhüllen Schutthalden und Moränenwälle die Umgebung der eben beschriebenen Scholle.

Am Bremsstadelkopfe können wir eine staffelförmige Gliederung an der Ostseite wahrnehmen, indem zwei kleine Streifen von Kössener Schichten durch eine Stufe von Hauptdolomit unterbrochen werden. Diese Staffelung ist indessen nicht bedeutend und ganz lokaler Art.

Westlich vom Bremsstadelkopfe wird durch die mächtigen Moränenwälle, welche vom Kar im Nordosten des Wannecks herausströmen, ein breiter Streifen des Grundgebirges verdeckt. Jenseits von diesem Kar gewährt jener Kamm, welcher mit dem roten Schrofen ans Wanneck anschließt, wieder viele Aufschlüsse. Dieser Kamm schneidet die reiche Schichtserie nicht senkrecht, sondern unter sehr spitzem Winkel an, da er durchaus eine nordöstliche Richtung einhält. Wir begegnen von oben nach unten nachfolgend beschriebener Schichtreihe, wobei vorauszuschicken ist, daß die Schichten von der saigeren Stellung am Zusammenstoße mit dem Muschelkalke des Wannecks ziemlich allmählich bis zum flachen Südfallen ihres Hauptdolomitsattels übergehen.

1 hellgraue, schuppige, dünnbankige Kalke, welche mit roten Kalken ähnlicher Ausbildung wechsellagern. Dünn und intensiv gewellt. (30 *m*);

2 blaurote, splittrige Hornsteinkalke (6—8 *m*);

3 schwarzgrüne, splittrige Hornsteinkalke verbunden mit schwarzen, im Bruche blau schillernden Manganlagen. Hornsteinbreccien (5—6 *m*);

4 dunkelgrauer Kalk, reich an grauem Hornstein (10 *m*);

2 —
3 —
2 —
1 —
5 grüngraue, schuppige, dünnplattige Kalke, welche weich zurückwittern, stellenweise mergelig;
6 festere, lichtgraue Kalkbänke mit scharf muscheligem Bruche. Sie wechseln mit blaßrötlichen, rosa und grünfärbigen Kalken (wenig mächtig!);
5 —
6 —
3 —
2 —
7 feste blaßrötliche, rosafarbige Kalke und rote weichere Kalke. Aptychen. Einzelne Lagen sind ziegelrot und enthalten Versteinerungsspuren;
6 —
7 —
2 —
3 —
8 — feste graue Kalke, stellenweise mit mergeligen Zwischenlagen. Auf den Schichtflächen blattähnliche dunklere Verzweigungen. 80—100 *m*.

Darunter liegen Kössener Kalke und Mergel, die nur mangelhaft in verstürzten Aufschlüssen angedeutet werden. Ihre Grundlage bildet eine mächtige Lage von Hauptdolomit.

Die Faltanordnung dieses ganzen Systems genau zu erforschen, würde nur einer sehr eingehenden Detailforschung gelingen können. Die Anordnung im großen wird wohl durch die grünen und roten Hornsteinkalkzüge verraten. Die sattelförmige Zusammenbiegung der obersten Schichtgruppe ist auch vollständig erschlossen zu sehen. An ihr stellt sich eine Unregelmäßigkeit nur im Kerne ein, indem eine Scholle von blutroten Hornsteinkalken, die von Rutschflächen begrenzt wird, sich einschiebt. Aus der Verteilung der unteren zwei Paare von Hornsteinkalkzügen kann man auf eine Mulde schließen. Eine regelmäßige Angliederung dieses Sattels und der Mulde ist nicht vorhanden. Die Schichtserie 8 ist ihrer Ausbildung und Einlagerung nach sicher dem Lias angehörig. Die Hornsteinkalke sowie 1 und 7 fallen wohl schon dem oberen Jura zu. Über die anderen Glieder läßt sich vorderhand nichts Bestimmtes angeben. Die Gruppe 5, 6, 5, 6 kann dem Lias angehören.

Weiter westlich sind diese Schichten nicht mehr so zusammenhängend erschlossen. Mächtige Schuttströme entfalten sich und reichen bis auf die Felsterrasse hinunter, welche durch das Einwittern der Kössener Schichten entstanden ist.

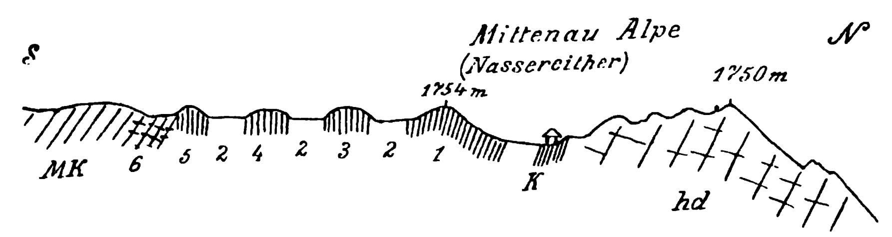
Diese Felsstufe zieht vom Punkt 1888 *m* bis zur Nassereither Alpe hinüber. Sie besteht aus Hauptdolomit und nur an einer Stelle, wo der Graben zum Weißsee hinabzieht, ist eine Auflagerung von Schutt vorhanden. Wir finden an der Kante der Terrasse eine vorzüglich aus Lias- und Juragesteinen zusammengefügte Breccie. Unter

derselben liegt am Hauptdolomithange eine Schuttmenge, in der sich einzelne gekritzte Geschiebe befinden.

In der Umgebung der Nassereither Alpe erreicht diese Felsstufe aus Hauptdolomit ihre größte Breite und zeigt dabei auffallende Formen. In die Oberfläche des Dolomits sind südlich der Alpe einige flache Furchen und Wälle eingegraben, welche von Südwest gegen Nordost verlaufen.

Diese Furchen sind aber nicht bloß auf der Hauptdolomitterrasse, sondern südlich der Alpe auch im Bereiche der durchstreichenden jüngeren Schichten ausgearbeitet. Die Hauptdolomitstufe selbst reicht bis ins Fernpaßtal hinunter und zeigt einen oberen, flach südfallenden und einen unteren, steil nordfallenden Teil, welche durch eine schichtungsarme Zone getrennt werden. Am Westabbruche ist unter dem Dolomit ein abbauwürdiges Gipsvorkommen erschlossen, welches man wohl als Vorbruch der Raibler Schichten betrachten kann, welche höchstwahrscheinlich die Unterlage bilden. Bei der Nassereither Alpe

Fig. 16.



MK = Muschelkalk. — *K* = Kössener Schichten. — *hd* = Hauptdolomit.

treten auch wieder Aufschlüsse von steil gestellten Kössener Schichten hervor, welche sich zu einer Zone anordnen, die von dieser Alpe entlang eines Grabens gegen Westen streicht.

Die Nassereither Alpe liegt auf dem Ausstriche der Kössener Schichten. Südlich von derselben setzt sich nun die Terrasse, nach Süden umbiegend, ungefähr in gleicher Höhenlage quer zum Schichtstreichen fort. Dabei treten in ausgezeichneter Entwicklung Felsrinnen und Wälle auf, welche parallel mit jenen der Hauptdolomitterrasse verlaufen. Es sind vier kräftig vortretende Wälle, zwischen denen versumpfte, langgestreckte Becken lagern. Am ersten und größten Wall (Fig. 16), welcher sich gleich vom Alpboden erhebt, treffen wir grauen festen Kalk (1) mit dunklen verzweigten Blattzeichnungen und blutroten und schwarzgrünen Hornsteinkalken (2). In den Eintiefungen ist alles durch Sumpf verdeckt. Am nächsten Höhenzug sehen wir feste blaßrote Kalke (3) und wieder die Hornsteinkalkzüge (2) anstehen. Feste, graue und blaßrote Kalke (4) sowie Hornsteinkalke (2) bauen den dritten Wall auf. Am vierten stellen sich hellgraue, dünngewellte Kalke (5) ein, welche an einen Streifen bituminösen Dolomits (6) grenzen. Die Aufschlüsse sind nicht so zusammenhängend, daß sie ein volles Bild der steil aufgerichteten Schichtserie bieten könnten. Es ist auffallend, daß die Hornsteinkalkzüge

nicht Hervorragungen bilden, obwohl sie die härtesten Teile der Schichtfolge darstellen. Die Kalke des nördlichsten Walles können wir zum Lias rechnen. Von dieser Terrasse brechen die Schichten zum Fernpaßtal nieder, was schon früher beschrieben worden ist.

Südlich stößt an den Dolomitstreifen die Muschelkalk-Wettersteinkalkplatte des Wannecks. Vom Muschelkalke sind dunkle graue Kalke, Knollenkalke, sowie Kalke mit Hornsteinknauern erschlossen.

Der Mieminger Kamm besitzt einen reichen Nachlaß von glazialen Ablagerungen, welche nunmehr beschrieben werden sollen. Es sind im Norden die großen Kare, im Süden die Seitentäler, welche solche Sedimente bergen.

Im Osten, wo der Bergkamm noch keine Seitengrate entsendet, beschränkt sich die glaziale Ablagerung auf eine dichte Saat von erratischen Gesteinen, welche am Osthange der Hohen Munde bis über 1800 *m* Höhe, am Niedermundesattel 2065 *m* erreicht. Für die Tatsache, daß Eis des Inntales wirklich den hohen breiten Sattel überschritt, kann der Umstand als Beweis dienen, daß im Gaistal die zentralalpinen Geschiebe in der Gegend des Nordhanges der Niedermunde einsetzen.

Im Schwarzbachkar und im Igelskar waren zur Zeit meines Besuches (Sommer 1901) in den Hintergründen unter den Abstürzen der oberen Platte zwei kleine Gletscher erhalten, welche kleine Moränenwälle vor sich hatten. Außerdem finden sich in diesen Karen zahlreiche Rundhöcker und verwitterte Gletscherschliffe. Größere Moränenwälle fehlen. Dagegen sind solche in den westlicheren Karen häufig entwickelt.

Im Prantlkar lagern mehrere große Wälle. Ein Querwall (Punkt 1905 *m*) sperrt nördlich von dem kleinen See das ganze Kar ab. Kleine Ringwälle liegen sowohl an der Ost- als auch der Westseite des südlichen Tajakopfes. Westlich vom Tajátörl liegt unter den Schutthalden der Griesspitze ein langer Wall. Die Felswannen im Westen des südlichen Tajakopfes sind auf Tafel XIII dargestellt. Sie sind durch Schutt ausgeebnet. Nördlich vom Drachensee steigt ein langer Schuttwall tief gegen den Seebensee hinunter. Zwischen Seebensee und Seebenalpe stoßen wir wieder auf einen kleineren Wall.

Im Kar zwischen Drachenköpfen und Wampeten Schrofen sind große Wälle erhalten, welche sich in zwei große Gürtel bei Punkt 1933 *m* und Punkt 2174 *m* gruppieren. Beide Wallgruppen haben tiefere Becken hinter sich und werden durch einen Längswall miteinander verbunden.

Vom Niedermundesattel bis zum Mariabergjoch fehlen an der Nordseite des Mieminger Kammes zentralalpine Geschiebe. Am Mariabergjoch (1796 *m*) treten dieselben in breitem Strome über. Die glaziale Gestaltung dieses Joches ist besonders an seiner Westseite klar erschlossen. Hier steigen vom Joche bis zum Punkt 2073 *m* flache, sorgfältig abgerundete Kuppen an. Darüber setzt die scharfgratige Struktur ein. Nun sind in den Wannen und Mulden der abgerundeten Zone bis ganz nahe an ihre obere Grenze noch zentralalpine Geschiebe erhalten. Mindestens 200 *m* hoch überragte so das Eis dieses Joch, an dessen Südseite schon Penck geschliffene Felsen und Breccien

entdeckt hat. Damit in Übereinstimmung ist auch die Beobachtung eines langen Streifens von stark bearbeiteter Grundmoräne, welcher am Mariabergjoch bei Punkt 1823 *m* beginnt und bis nahe zum Bremsstadelkopf (1641 *m*) hinabzieht. Dieser selten hoch gelegene Rest von weißgrauer Grundmoräne ist 4—6 *m* mächtig und enthält in feinschlammigem Lehm häufig kleine zentralalpine und reichliche gekritzte Geschiebe. An einer Stelle war in ihrem Liegenden geschliffener Hauptdolomit entblößt und wiesen die Schrammen vom Joche gegen Biberwier. Zentralalpine Gesteine sind vom Mariabergjoche bis unter den Bremsstadelkopf hinab nicht selten. Am Schachtkopf sah ich in einzelnen Berghütten eingemauerte, die kaum weit hergeholt sind.

Moränenringe ziehen an der Westseite der Mariabergspitzen nahe gegen das Joch herab. Sehr schön erhaltene lange und hohe Schuttwälle streben aus dem Kar im Norden von der Handschuhspitze heraus. Am Beginne der großen Längswälle liegt dort ein kleiner jüngerer Ringwall. Im Norden des Wannecks sind die zentralalpinen Findlinge sehr selten. Bei der Nassereither Alpe begegnen wir einer ausgezeichneten Felsfurchenlandschaft, welche gleichmäßig über Hauptdolomit und Lias-Juragesteine verläuft. An der Südgrenze dieser typisch glazialen Formung treten wieder reichlich zentralalpine Geschiebe auf, welche ich an der Westseite des Wannecks bis über 1900 *m* hoch verfolgen konnte.

Jene Felsrinne, welche von der Terrasse der Nassereither Alpe an der Ostseite des Haferkopfes (1829 *m*) gegen Süden herabläuft, möchte ich auch für eine glaziale Spur halten.

Eine in ihren Resten über die ganze Südseite des Mieminger Kammes verbreitete Ablagerung, welche ebenfalls mit der Gletscherwirkung verbunden sein dürfte, sind die Gehängebreccien. Dieselben stellen sich durchaus in beträchtlicher Höhe ein und bestehen dementsprechend fast nur aus Wettersteinkalk. An zwei Stellen konnte ich als Einschlüsse zentralalpine Gesteine feststellen. Die Breccien beginnen im Osten an den unteren Abhängen des Karkopfes und an den unteren Ecken. Hier enthalten sie häufig kleinere zentralalpine Gerölle, daneben aber viele große Blöcke aus Wettersteinkalk. Es ist das ausgedehnteste Vorkommen im ganzen Gebirge. Am höchsten empor ragt eine nunmehr nach allen Seiten frei abbrechende Breccienkappe auf den Judenköpfen (2194 *m*). Auch in ihr finden sich als Seltenheit zentralalpine Einschlüsse. Jenseits der Judenbachschlucht trägt der Henneberg eine ebenfalls freistehende, tiefer gelegene Breccie unterhalb von Punkt 1972 *m*. Weitere kleinere Breccienreste befinden sich nördlich und nordöstlich von der Mariabergalpe. Der kleine Rest unter dem Mariabergjoche zeigt Schramung. Endlich treffen wir noch Gehängebreccien am Südabhange der Handschuhspitze bei 1800—1900 *m* Höhe.

Die glazialen Ablagerungen in den südlichen Seitentälern sollen im Zusammenhange mit den Mieminger Vorbergen und der Hochfläche beschrieben werden, da sich die Schuttmassen der Rückzugsstadien bis auf dieselbe herab erstreckten und einen wesentlichen Anteil an der Gestaltung der Hochfläche genommen haben.



Mieminger Vorgebirge und Hochfläche.

(Fig. 17—27.)

Tschirgantzug.

Dem hohen, stolz aufstrebenden Mieminger Kamme lehnen sich im Süden niedrigere Vorberge an, welche aus Schichten des Hauptdolomits gebildet sind. Fast allenthalben werden diese Anhöhen durch Furchen und Einrisse vom Wettersteinkalkleibe des Hochgebirges geschieden und erlangen so eine gewisse Selbständigkeit, welche durch die dunklere Farbe ihrer Felsen noch mehr betont wird. Forschen wir genauer nach, so erkennen wir an den meisten Stellen in dem Auftreten der weichen, leichter zerstörbaren Raibler Schichten die Bedingung für die Ablösung der Vorberge vom Hauptkamm. Diese Vorberge tauchen im Süden unter die mächtige Schutthülle der Mieminger Hochfläche hinab. Südlich dieser Hochfläche strebt wieder das Grundgebirge empor und schafft einen Scheidekamm gegen das Inntal und das Urgebirge. Der Zusammenhang der Vorberge des Mieminger Kammes mit diesem Scheidekamme, welcher nach der höchsten Erhebung Tschirgantzug genannt werden soll, ist nirgends erschlossen. Wir sehen nur an einzelnen seltenen Stellen in sehr beschränktem Umfange inmitten der Schutterrasse bei Wildermieming, Affenhausen und Schloß Klamm Hauptdolomitfelsen entblößt. Betrachten wir aber den ganzen Aufbau dieses Gebietes, so sehen wir im Mieminger Kamme und ebenso im Tschirgantzuge Gewölbe vor uns, zwischen denen nach allen Aufschlüssen eine breite Mulde lagert. Freilich ist der Aufbau dieser Mulde, soweit er an ihren Flügeln erschlossen ist, kein ungestörter. Im Osten hängt der Zug der Vorberge mit der Leutasch-Seefelder Hochfläche durch eine sehr schmale Zone zusammen, welche zwischen Hoher Munde und Birkenkopf eingezwängt liegt.

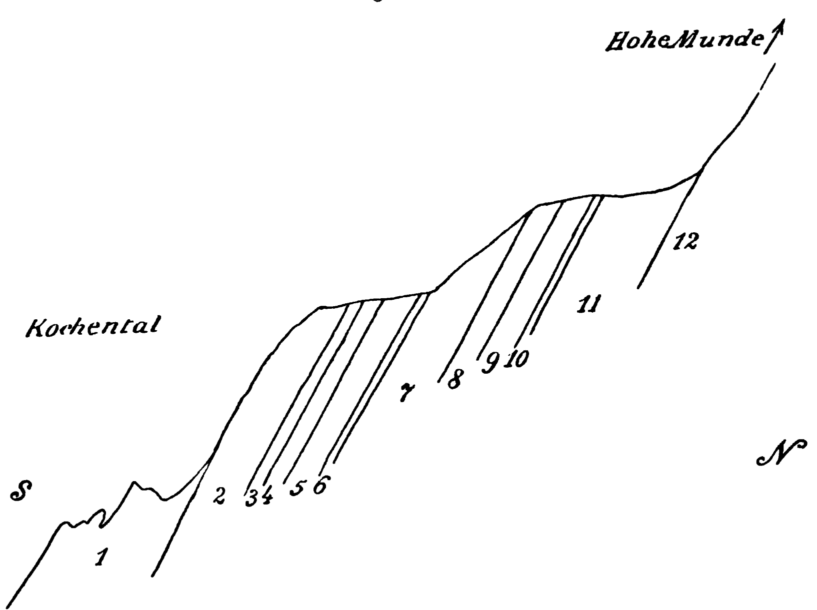
Kochental und Erzbergklamm schaffen hier tiefgreifende Aufschlüsse. Am Eingange des ersteren Tales stehen zu beiden Seiten gelblichgraue Rauchwacken an, welche weit ins Tal zurückziehen. An der östlichen Flanke werden sie von flach lagernden Hauptdolomitbänken überdeckt, während sie an der Westseite das Hangende von dunklen Kalken, Mergeln, Sandsteinen und Oolithen der Raibler Schichten bilden, welche am Wege von Birkenberg zu den Mähdern nördlich des Birkenkopfes angeschnitten sind. Diese Schichten fallen hier bei nordsüdlichem Streichen 40^0 gegen Osten ein. Unter ihnen taucht der helle Wettersteinkalk des Birkenkopfes hervor.

Im mittleren Teile ist das Kochental von großen Schuttmassen bedrängt, welche von den Wänden der Hohen Munde herabkommen. Im Hintergrunde besteht der untere Berghang der Hohen Munde von der Schlucht aufwärts aus Raibler Gesteinen, während der entgegengesetzte, wildzerklüftete Abhang aus steil aufgerichteten Hauptdolomitmassen erbaut ist. Die scharfen Runsen reichen hier bis zu der Hochfläche von Buchen empor. Ersteigen wir die unteren Hänge der Hohen Munde (Fig. 17), so begegnen wir anfangs wieder gelblichen Rauchwacken (1).

Darüber folgt:

2 Lichtgrauer Kalk, der durch Spalten in lauter Stücke aufgelöst ist, 10 *m*;
3 mergelige Kalke mit gelblicher Verwitterungshaut, 2 *m*;
4 grauer Kalk, 2 *m*;
5 grauschwarze Mergel, Kalkbank mit *Ostrea montis caprilis*, 6 *m*;
6 1 *m* dicke Bank von eckig brechendem, festem, tonigem tiefschwarzem Kalk;
7 rauchgrauer, zertrümmerter Kalk, 12 *m*;
8 Rauchwacken, ganz zerdrückt;

Fig. 17.



9 oolithische Kalke, dünngeschichtete schwarze Mergel, Kalke voll zerbrochener Muschelschalen, *Cardita crenata;*
10 dunkelgraue, feste Sandsteine mit Pflanzenresten, *Equisetites arenaceus;*
11 lichter, zertrümmerter Kalk, welcher in Wettersteinkalk (12) übergeht.

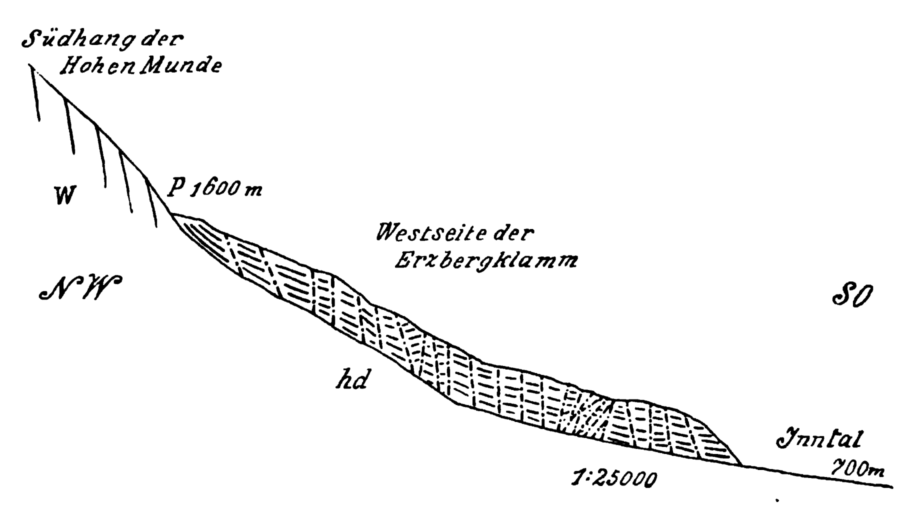
Der Wettersteinkalk, welcher wie diese ihm anliegende Raibler Zone ostwestlich streicht, ist hier von großen Rutschflächen vielfach zerschnitten. Gegen Osten hin verschwindet die Raibler Zone zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit vollständig. Nördlich von Buchen stoßen beide Gesteine unvermittelt aneinander. Im Westen des Kochentales verhüllen große breite Schutthalden der Hohen Munde bis zum Sattel nördlich des Birkenkopfes herab das Grundgebirge.

Bemerkt soll noch werden, daß sich an der östlichen Talseite des Kochentales kleine Lagen von verkittetem, eckigem Schutt und

in seinem Hintergrunde Rollstücke eines Konglomerats finden, das sehr viel Urgebirgsgeröll enthält.

Es ist schon betont worden, daß die Schichten, welche an der Ostseite des Kochentales eine sehr flache Lage einnehmen, im Westen steil aufgerichtet erscheinen. So ist der Vortritt einer Scholle von Wettersteinkalk in dieser Richtung ohne Störung eingeleitet. Diese Scholle bildet den Birkenkopf (1062 *m*), welcher durch eine breite Einsattelung von der Hohen Munde abgesondert wird. Im Süden ist ihm eine kleine, niedrige Terrasse aus Mehlsanden und Schottern vorgesetzt, auf welcher das Sanatorium Birkenberg liegt. Der Birkenkopf stellt eine breit angelegte Kuppe vor, die aus vielen kleineren Kuppen besteht, so daß man, da alles im Tannenwalde liegt, nicht leicht den

Fig. 18.



W = Wettersteinkalk. — *hd* = Hauptdolomit.

höchsten Punkt erkennen kann. Das Anstehende bildet überall lichter, weißlicher, fester Kalk. Das Grundgebirge wird von kleinen Resten von Grundmoräne sowie von zahlreichen erratischen Gesteinen bedeckt. In den Felsgruben liegen oft ungeheure vermooste Gneis- und Amphibolitblöcke aufbewahrt.

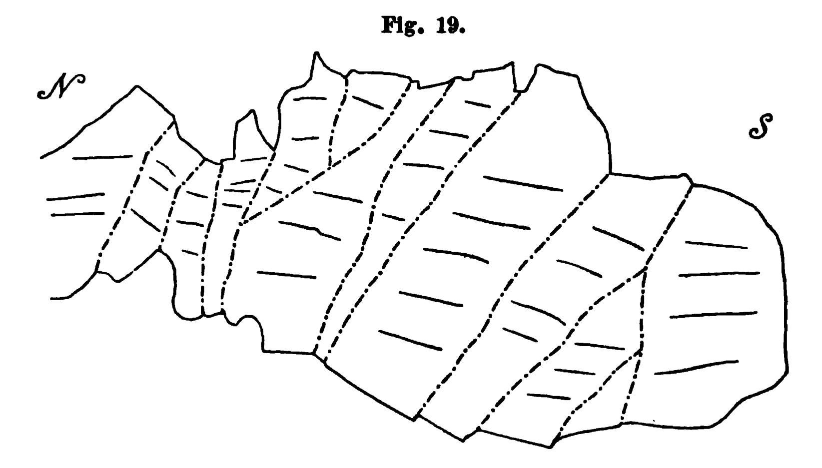
Im Westen wird der Birkenkopf durch die tiefe Erzbergklamm abgeschnitten.

Steigt man aus dem Inntale entlang dem gewaltigen Schuttkegel gegen die Erzbergklamm hinan (Fig. 18), so beobachtet man am Abfalle des Birkenkopfes eine Zone von Rauchwacken, Dolomitbreccien und Spuren von Mergeln, welche in den vordersten Teil der Klamm hineinstreichen. Am Beginne der Klamm stellt sich zu beiden Seiten flach lagernder Hauptdolomit ein. Während dieser aber an der westlichen Talseite das ganze Gehänge zusammensetzt, begegnen wir an der östlichen gleich hinter der Hauptdolomitscholle die schon beschriebene schmal

zusammengedrückte Raibler Zone und dann sofort den ungeschichteten, hellweißlichen Wettersteinkalk des Birkenkopfes. Derselbe begleitet die Klamm bis innerhalb des Wasserwerkes. Hier setzen arg zerdrückte bituminöse Dolomite und graue Kalke ein, zu denen sich im Hintergrunde Rauchwacken gesellen.

Wir haben hierin höchstwahrscheinlich eine Fortsetzung der Raibler Schichten aus dem Hintergrunde des Kochentales vor uns, deren Zusammenhang durch große Schuttmassen unsichtbar geworden ist. Im innersten Teile der Erzbergklamm sind bedeutende Massen von Rauchwacken und dolomitischen Breccien aufgeschlossen, welche längs einer über 1 *km* langen, ungeheuren Rutschfläche unmittelbar dem Wettersteinkalke anlagern. Dieser Rutschwand des Wassersteinkalkes folgt der innerste Graben der Klamm und so wird sie weithin

Fig. 19.



Von Sprüngen zerteilte Hauptdolomitfelsen an der Westseite der Erzbergklamm.

entblößt. Bemerkenswert erscheint die Beobachtung, daß die Schichtung des saiger aufgerichteten Wettersteinkalkes annähernd senkrecht die Rutschfläche schneidet. Eine breite, anliegende Zone von völlig zerriebenem Dolomit, von Rauchwacken mit Mergeleinschlüssen beweist die hier vorliegende gewaltige tektonische Störung. Dieselbe entspricht dem Abbruche des Birkenkopfes und dem allgemeinen Vorrücken der Zone der Vorberge gegen Norden. Der Wettersteinkalk des Birkenkopfes findet auf der Westseite der Erzbergklamm keine Fortsetzung. Hier tritt uns nur Hauptdolomit entgegen, der von zahlreichen Spalten in eine Menge von Schollen (Ansicht Fig. 19) aufgelöst ist. Im allgemeinen herrscht flache Lagerung vor, welche gegen das Gewölbe der Hohen Munde sich aufsteilt. Einzelne steile Schichtlagen erscheinen öfters zwischen flache eingepreßt.

Der Hang zwischen Erzberg- und Straßberger Klamm bietet nur Aufschlüsse im Hauptdolomit, der von reichlichen Schuttmassen großenteils verkleidet ist. Im Süden ist die Anhöhe des Ematbödele, das

Trockental von Hirtenberg und die Terrasse von St. Veit vorgelagert. Aus dem Alpeltale reicht das mächtige Schuttfeld eines Lokalgletschers bis auf die obige Terrasse heraus. Außerdem ziehen von der Südwestseite der Hohen Munde ungeheure Wettersteinkalkhalden zu Tal.

Die Straßberger Klamm ist vollständig in Hauptdolomit eingeschnitten. Über den Felswänden lagern ungeheure Schuttmassen des Alpelgletschers. Anfangs begegnen wir ungefähr saiger aufgerichteten Lagen von Hauptdolomit, welche ostwestliches Streichen zeigen. Im Gegensatze zu der Erzbergklamm haben wir hier meist steilgestellte Schichtschollen, zwischen denen Zonen von ganz zerdrücktem, schichtungslosem Dolomit eingeschaltet sind. Die Felsklamm reicht bis zu den Straßberger Mähdern, wo sie unter einer großen Einlage von Schutt verschwindet. Oberhalb von diesem Boden ist das Tal geteilt. Der eine Zweig strebt gegen das Kar zwischen Hochwand und Karkopf empor, der andere und größere (Alpeltal) gegen die Obere Platte. Der trennende Kamm besteht aus Hauptdolomit, im Hintergrunde aus Raibler Schichten und schließt sich an die Südostkante der Hochwand an. Der Felsgrund wird von beiden Talzweigen nicht entblößt, da sie sehr reich an Schutt sind. Im Alpeltale haben wir bis in die Höhe von 1500 *m* (Alpelhaus) zu beiden Seiten des Baches mächtige Moränenwälle, von dort ab bis zu den Felsen im Hintergrunde ausgedehnte Schutthalden. Das nördliche Tal besitzt an beiden Flanken weitverbreitete Gehängebreccien, die vorzüglich aus eckigen Brocken von Wettersteinkalk bestehen. Sie enthalten indessen häufig kleine, zentralalpine Gerölle, besonders in den unteren Lagen. Daneben sind in der Breccie nicht selten große, scharfkantige Blöcke aus Wettersteinkalk eingeschlossen. Die Breccie reicht am Südhange des Karkopfes bis 1800 *m*, an der Schwelle des Kars an der Hochwand sogar bis 1900 *m* empor. Nach dem freien Abbrechen der Breccienbänke an beiden Talseiten kann man auf eine größere ehemalige Mächtigkeit und Verbreitung schließen.

An den Abhängen der Niedermunde gegen die Straßberger Mähder sind nur spärliche Aufschlüsse. Die unteren Gehänge bestehen aus Hauptdolomit, höher oben streichen Rauchwacken, hellgraue Kalke, Dolomit sowie Mergel und Sandsteine durch. In großen Mengen sind hier überall bis zur Sattelhöhe (2065 *m*) zentralalpine Gesteine verstreut, während dieselben im Alpeltale fehlen, wohl, weil es selbst einen Gletscher beherbergte.

Zwischen Alpeltal und Judenbachschlucht erhebt sich der Kamm der Judenköpfe.

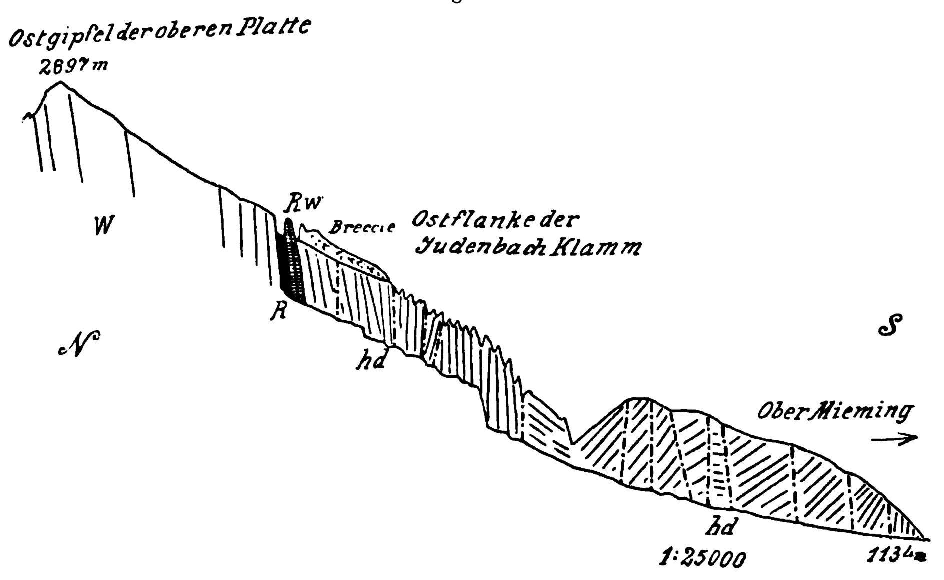
Gegen Süden senkt sich dieser Höhenzug zur Hochfläche von Wildermieming ab. Der langgestreckte östliche Teil des Kammes erscheint als flacher, abgerundeter Rücken, wogegen die höchsten Erhebungen (2024—2194 *m*) als scharfgeschnittene Felszacken und Türme ausgebildet sind. Diese Zackenreihe gliedert sich der Südkante der Oberen Platte an. Die tief eingerissene Schlucht des Judenbaches (Fig. 20) enthüllt in klarer Weise den Schichtenbau dieser Vorberge.

Auf der Mieminger Hochfläche liegt der große Schuttkegel des Judenbaches ausgebreitet, der im Westen durch das glaziale Schutt-

feld des Städtlbaches begrenzt wird, während sein südlicher und östlicher Rand durch die Ortschaften Obermieming, Affenhausen und Wildermieming bezeichnet ist. Dieses gewaltige, flach gewölbte Schuttfeld wird hauptsächlich von Gesteinstrümmern des Hauptdolomits, Wettersteinkalkes und der Raibler Schichten zusammengesetzt. Fremde Gesteine sind verhältnismäßig sehr selten. Grobes Blockwerk ist nicht vorhanden. Der Bach hat sich 5 – 6 *m* tief darin eingefressen und stellt in der ganzen Gebirgskette den stärksten, lebendigsten Schuttbringer dar.

Die düstere, an schroffen, verwegenen Felsbildungen, an stäubenden Wasserfällen großartige Schlucht durchdringt die Hauptdolomit-


Fig. 20.



W = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *Rw* = Rauchwacke.
hd = Hauptdolomit.

und Raibler Schichten und endet an einer hohen, lotrechten Wand von Wettersteinkalk.

Die Hauptdolomitbänke fallen am Eingang der Schlucht steil nach Norden und verflachen dann mehr und mehr. Der Übergang wird ruckweise durch Sprünge eingeleitet. Es folgt darauf eine mächtige, stark gestörte und zerdrückte Dolomitzone, welche von tiefen Runsen zerschlissen wird. Innerhalb derselben erscheinen die Schichten steil aufgerichtet und fallen etwa 70° gegen Süden. In diesem Abschnitte stürzt der Bach fast unausgesetzt von Klippe zu Klippe. Auch diese von der Ferne völlig konkordant aussehende mächtige Schichtgruppe ist von zahlreichen Rutschflächen zerschnitten, welche meist annähernd parallel den Schichtflächen verlaufen. So wechseln wohlgeschichtete Zonen mit zertrümmerten, welch letztere den Furchen und Runsen bequeme Angriffsstellen ermöglichen.

Wie man aus den Schichtstellungen des Hauptdolomits unmittelbar erkennt, haben wir eine Mulde vor uns, die heftig zusammengepreßt wurde. Mit einer Rauchwackenzone schließt sich im Hintergrunde die Raibler Zone an den Hauptdolomit. Das Anstehende ist in der Tiefe der Schlucht nur sehr schwer zugänglich und war leider bei meinem Besuche von Lawinenresten fast vollständig verhüllt. Nach den Rollstücken in der unteren Schlucht dürften wenigstens petrographisch alle weiter verbreiteten Horizonte vertreten sein. Aus solchen Rolisteinen des Judenbaches hat Pichler eine ansehnliche Fauna aufsammeln können. Die Mächtigkeit der Mergel und Sandsteine ist an der Ostseite erheblich geringer als an der Westseite. Die höchste Erhebung der Judenköpfe besteht aus Rauchwacke, welche gern zu abenteuerlichen Türmen auswittert. Die Anlagerung der Raibler Schichten an die hohe Wettersteinwand ist nicht ganz gleichmäßig und auf Störungen entlang der Grenzfläche so verschiedenartiger Medien zurückzuführen.

Sowohl auf dem Grate der Judenköpfe wie auch auf dem jenseitigen des Henneberges sind Kappen einer Gehängebreccie erhalten, welche als Seltenheit zentralalpine Gesteine umschließt. Sie besteht aus eckigen, ziemlich kleinen Trümmern von Wetterstein und bildet besonders auf den Judenköpfen dicke, frei ausstreichende Bänke. Es ist ohne weiteres klar, daß diese Breccien sich nicht bei einer der jetzigen Berggestaltung ähnlichen Lage hätten bilden können. Sie liegen auf Hauptdolomit und Rauchwacken knapp unter dem hohen, aus Wettersteinkalk gebildeten Berggewände der Oberen Platte und stellen verkalkte Schuttfelder derselben dar. Jetzt kollert der Schutt der oberen Gehänge über den Steilabbruch in die Tiefe der Judenbachschlucht hinunter. Die Bildung dieser Gehängebreccien muß zu einer Zeit erfolgt sein, wo die Judenbachschlucht viel weniger tief und breit eingerissen war. Mit dieser Annahme stimmt auch die Beobachtung überein, daß das breite Felsgehänge der Oberen Platte oberhalb der Schlußwand der Klamm keinerlei Fortsetzung derselben zeigt. Diese Wand steigt von West gegen Ost von 2000—2200 *m* an und die Gehängebreccien sind in 1972 *m* und 2194 *m* daran angefügt, gleichsam als eine Fortsetzung der über dieser Felsstufe gelegenen Gehänge. Der Charakter einer jugendlichen Talbildung wird noch hervorgehoben, wenn man das westlich benachbarte Tal des Städtlbaches betrachtet. Während die Judenbachschlucht Seitenhänge mit zahlreichen vorspringenden Zacken, Türmen, Schichtbrettern mit schroff eingerissenen Furchen zeigt, begegnen wir hier abgerundeten, geglätteten Flanken, obwohl dieselbe Schichtfolge in derselben Stellung zugrunde liegt. Auch greift das Städtlbachtal viel weiter zurück, indem es mit den Karen an der Südseite der Mitterspitzen in Verbindung steht. Vor der Mündung dieses Tales ist ebenfalls wieder ein bedeutendes Schuttfeld ausgebreitet, das aber im Gegensatze zu jenem des Judenbaches größtenteils aus sehr grobem Blockwerk von Wettersteinkalk gebildet wird. Dieses Schuttfeld stoßt im Osten mit dem Schuttkegel des Judenbaches zusammen, im Süden und Westen lagert es einer mächtigen Decke von Inntaler Grundmoräne auf. Hier reicht dieses „Steinreich“ bis Lehnsteig und Barwies im Süden, im Osten

folgt der Krebsbach seinem Rande. Der Städtlbach durchbricht am Ausgange seines Tales diese Schuttmasse in enger, 10—12 *m* tief eingerissener Klamm. Der untere Teil dieses großen Schuttfeldes erscheint ziemlich regelmäßig ausgebreitet, während der obere Teil (Hochbüheleck, 1081 *m*) eine Reihe von Wällen bildet, welche sich weit in das Tal hineinziehen. Sie bilden zu beiden Seiten hohe Schuttdämme, von denen bei der Talteilung der eine am Abhange des Henneberges, der andere an jenem des Wankberges emporsteigt. Zwischen diesen Talzweigen, welche sich als mächtige Schuttfelder darstellen, schiebt sich ein steilförmiger Vorsprung vor, welcher aus Hauptdolomit und Raibler Schichten erbaut wird. Der Hauptdolomit ist stark zertrümmert, die Raibler Schichten und der anschließende Wettersteinkalk fallen gegen 80° nach Süden. Die Rauchwacken sind hier verborgen oder nicht vorhanden.

Innerhalb des Dolomits streichen aus:

Splittrige, schwarze Mergel, 3—4 *m*;

schwarzer Kalk mit Oolithstruktur, 1 *m* dicke Bank;

grünschwarze Mergel, 1—2 *m*;

schwärzlichgrauer Sandstein, auf den Verwitterungsflächen reich an Versteinerungsanschnitten (*Myophoria Kephersteini, Corbis Mellingi*), 2—3 *m* mächtige Bank;

schwarzer, kristalliner, harter Kalk mit Ammonitenresten;

dünnblättrige, schwarze Mergelschiefer, oft mit sandiger Oberfläche, 5—6 *m*.

An der scharfen Grenzfläche gegen den Wettersteinkalk zeigen sich mehrere kleinere Querverwerfungen.

In der Seitenfurche, welche vom Städtlbach gegen die Obere Platte ansteigt, sind die Aufschlüsse der Raibler Schichten verschüttet, dagegen finden sich in der breiten Furche, welche zum Städtltörl emporzieht, zwei kleine Schollen aus Rauchwacken und dunkelgrauem Kalk am Fuße der ungeheuren Wettersteinkalkwand der westlichen Griesspitze (2744 *m*). Am Städtltörl (2020 *m*) stößt unmittelbar der Hauptdolomit an den weißlichen Wettersteindolomit. Dabei ist die unmittelbar angrenzende Zone des bituminösen, bräunlichen Hauptdolomits vollständig zerdrückt und schichtungslos, während die etwas entfernteren Lagen sehr deutlich geschichtet sind. Der weißliche, kristalline Wettersteindolomit (größtenteils schichtungslos) ist vom Gebiete des Städtlbaches an auf der Südseite der Griesspitzen, des Grünsteines und der Handschuhspitze verbreitet. Er nimmt wie im Karwendelgebirge auch hier am Aufbau der obersten Schichtlagen teil. Bemerkenswert ist am Städtltörl die starke Diskordanz im Fallen des Hauptdolomits gegen den Wettersteindolomit.

Der nächste tiefe Einschnitt wird vom Sturlbache geschaffen. Dieses Tal strebt von der Mieminger Hochfläche in mehr nordöstlicher Richtung gegen den Gebirgskamm empor. Der Bach verschwindet innerhalb der Lehnbergalpe unter einer gewaltigen Schuttdecke, welche sich in der sogenannten „Hölle“ in drei mächtige Schuttgassen teilt. Eine steigt in der geraden Talfortsetzung zum Grünsteintörl empor, die beiden anderen folgen tiefen Furchen zwischen Hauptdolomit und Wettersteindolomit einerseits zum Städtltörl, anderseits zum Hölltörl

zwischen Grünstein und Höllkopf. Von den Raibler Schichten ist in diesem Bereiche nur am Hölltörl ein spärlicher Rest einer Rauchwacke erhalten.

Die langgestreckten Höhenzüge zu beiden Seiten des Lehnbergtales bestehen aus Hauptdolomit, der indessen nicht mehr wie weiter östlich steil zusammengefaltet ist, sondern eine flache Mulde bildet. Auch diese Mulde ist von zahlreichen Sprüngen durchsetzt.

Der innere Teil des Lehnbergtales ist ganz von riesigen Schutthalden verhüllt, welche in rastloser Weiterbildung begriffen sind. Bei der kleinen Lehnbergalpe (1553 *m*) beginnt ein langgestreckter Schuttdamm, welcher wohl als Seitenmoräne eines Lokalgletschers zu deuten ist. Weiter talabwärts stellen sich zu beiden Seiten Schuttmassen ein, welche bis zum Ausgange des Tales reichen und hier als Grundmoränen entwickelt sind. Auffallend ist im vorderen Teile des Bachbettes das Vorherrschen von zahlreichen, sehr großen zentralalpinen Blöcken. Bei Arzkasten verläßt der Sturlbach das Lehnbergtal und zieht in südöstlicher Richtung über die Mieminger Terrasse hin. Bis zur Schloßklamm schneidet er durchaus in eine mächtige Decke von vorzüglich ausgebildeten Inntaler Grundmoränen ein. Dort durchbricht er eine Schwelle von saiger stehendem Hauptdolomit in tiefer, enger Klamm und wendet sich dann in südlicher Richtung dem Inn zu, den er bei Mötz erreicht. Von Schloß Klamm an durchschneidet er hier geschichtete Schotter und Sande, von denen die unteren Lagen vielfach verkalkt sind.

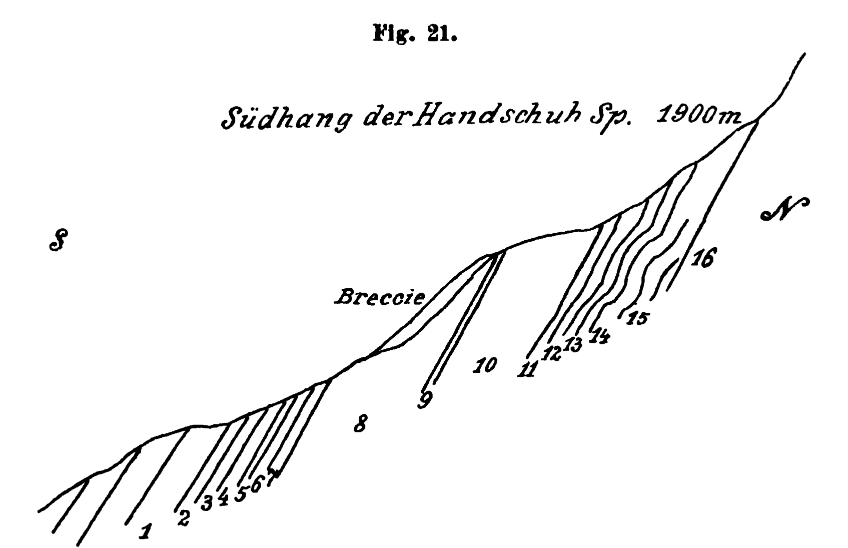
Westlich des Lehnbergtales ist nur noch ein größeres Tal, jenes des Mariaberger Baches, in das Vorgebirge eingeschnitten. Dieses Tal befolgt, soweit es das Vorgebirge durchdringt, eine nordsüdliche Richtung und steigt bis zum Mariabergjoch (1796 *m*) als flache Einfurchung empor. Vom Taleingange bis über die Mariabergalpe (1617 *m*) hinan bildet Hauptdolomit den Untergrund, der nach den Aufschlüssen der felsigen Seitenhänge zu einer flachen Mulde verbogen ist. Der bituminöse Hauptdolomit grenzt im Hintergrunde dieses Tales ohne Zwischenlage von Raibler Schichten an Wettersteinkalk, welcher ebenfalls häufig dolomitisch ausgebildet ist. Die Raibler Schichten stellen sich erst wieder an der Südostseite der Handschuhspitze ein. Das Tal zeigt abgerundete Hänge und allenthalben bis zur Jochhöhe zentralalpine Findlinge. An beiden Talseiten stehen Reste von gut entwickelter Grundmoräne an, welche reichlich gekritzte und zentralalpine Geschiebe enthält. Besonders die Westflanke zeigt gute Aufschlüsse in diesen typischen Inntaler Grundmoränen, von denen sich ein bedeutender Rest ja sogar an der Ostseite des Mariabergjoches in über 1800 *m* Höhe befindet, von wo er sich nach Norden bis zum Bremsstadlkopf hinab erstreckt. Der Übertritt eines Teiles des Inntalgletschers ist in diesem Talzuge gleichsam schrittweise zu verfolgen.

Auf der Mieminger Terrasse lagert zwischen Sturl- und Mariabergbach ein mächtiges Schuttfeld, welches die Paßhöhe zwischen Obsteig und Holzleiten besetzt hält. Die unregelmäßige, unruhige Oberfläche mit ihren Wällen und Furchen verrät ein glaziales Schuttfeld, welches wohl von einem Gletscher des Lehnbergtales erzeugt worden ist. An seiner Ostseite hat der Sturlbach seinen Schuttkegel ange-

gliedert, während der Mariabergbach (im Unterlaufe „Strangbach") im Norden eine tiefe Furche in die Terrasse eingenagt und von derselben die Stufe von Aschland abgetrennt hat. Die großen Aufschlüsse in diesem Graben zwischen Holzleiten und Aschland sind bereits im Jahrbuche der k. k. geologischen Reichsanstalt (1904, Seite 98) beschrieben worden und ist außerdem dieser Arbeit eine Abbildung eines Teiles derselben beigefügt.

Westlich des Mariabergtales nimmt das Mieminger Vorgebirge rasch an Ausdehnung ab. Einige kleinere Gräben, unter denen der Pleißengraben der bedeutendste ist, durchfurchen das Gehänge und erschließen eine ziemlich regelmäßige Schichtfolge von südfallendem Wettersteinkalke, Raibler Schichten und Hauptdolomit (Fig. 21).

Fig. 21.



Wir finden von oben nach unten folgende Schichtfolge:

1 Dunkler kalkiger Dolomit, welcher in normalen Hauptdolomit übergeht;
2 grauer Sandstein mit Pflanzenspuren (3 *m*);
3 grauer plattiger Kalk mit Knollen und Stempeln auf den Schichtflächen (4 *m*);
4 Schichten grauen Kalkes, fast nur aus Schalenresten, *Ostrea montis caprilis* (3—4 *m*);
5 graue Sandsteine (2 *m*);
6 Oolithe (2—3 *m*);
7 Sandsteine und schwarze Tonschiefer (3—4 *m*);
8 dunkelgrauer Kalk (25 *m*);
9 dolomitische Rauchwacke (2 *m*);
10 lichtgrauer, hellverwitternder Dolomit (15—20 *m*);
11 schwarze Tonschiefer und Sandsteine (2—3 *m*);
12 graue Kalke, Oolithe (2—3 *m*);

13 Sandsteine dünn und dicker geschichtet. Die dickeren Lagen wittern rot an (5 *m*);
14 Sandstein gelbgrün verwitternd mit Einschlüssen gelblichroter Versteinerungen (2 *m*);
15 Sandsteine und schwarze Tonschiefer abwechselnd dünner und dicker geschichtet (7—8 *m*);
16 Wettersteinkalk.

An der Südseite des Wannecks springt der Rauchkopf (1709 *m*) beträchtlich gegen Süden vor. An seiner Ostseite zieht eine riesige Schutthalde von Wettersteinkalk bis zum Tale hinab und verhüllt die jüngeren Vorlagen.

Im Westen dieser großen Schutthalde erscheint im Norden des Strangbaches eine Terrasse, welche jedoch nur zu kleinem Teil vom

Fig. 22.



Grundgebirge aufgebaut wird. Dieses ist nur am Westabbruche der Terrasse (Fig. 22) gegen Nassereith erschlossen. Wir finden anschließend an die südfallenden Wettersteinkalkplatten (1) des Geierschrofens dunklen, bituminösen Kalk (2), Sandsteine, Schiefer, Oolithe (3) sowie einen dolomitischen Kalk (4).

Diesem Sockel von Grundgebirge schmiegt sich ein festes Konglomerat an, welches von einzelnen Sprüngen in eine Anzahl von plumpen Klötzen zerlegt ist. Die Bestandteile des Konglomerats bilden vor allem zentralalpine Gerölle, neben denen Gerölle aus den meisten Gesteinsarten der benachbarten Kalkalpen vertreten sind. Dieses Konglomerat ist viel fester und gleichmäßiger verkittet als die im Inntale sonst verbreiteten verkalkten Schotter. Auch finden sich abgerollte Stücke desselben in den Schottern der Umgebung. Es ist zweifellos älter als die Schotter und Sande, welche in der Gegend von Roßbach ihm angelagert sind.

Vom Abbruch der Terrasse gegen Nassereith streicht dieses Konglomerat in nahezu gleicher Höhe (1000 *m*) gegen Osten, bis es unter den Schuttmassen an den Seiten des Pleissenbaches verschwindet. Es bildet dabei fortlaufend mit kleinen Wandstufen gleichsam die Stirn dieser Terrasse. Der aufgelassene Annastollen (1016 *m*) ist längs seiner Decke eingetrieben. In der Umgebung dieses Stollens sehen wir am Abfalle gegen den Strangbach die Anlagerung von sandigem Lehm, der stellenweise mit Mehlsand wechselt. Tiefer sind gröbere Schotter angefügt. Auf der Decke des Konglomerats lagert bei dem Stollen eine Spur von undeutlicher, schwach bearbeiteter Grundmoräne, darüber sandige Schotter mit Mehlsandlagen. Noch höher sind stellenweise kalkige Grundmoränen mit gekritzten Geschieben vorhanden. Eine mächtige Lage von Gehängeschutt des Wannecks bildet den Abschluß. Am Abbruch gegen Nassereith zieht sich Grundmoräne bis gegen den älteren Schuttkegel des Strangbaches nieder.

Damit kann die Beschreibung der Vorberge des Mieminger Kammes abgeschlossen werden.

Im Bereiche der Mieminger Hochfläche tritt das Grundgebirge nur in einzelnen kleinen Kuppen bei Wildermieming, Affenhausen und Schloß Klamm aus den einhüllenden Schuttmassen hervor. Der Bestand und Aufbau dieser Terrasse, soweit er aus jüngeren Schuttablageruugen hervorgeht, ist schon im Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1904, 54. Bd., pag. 97—107 erörtert worden.

So können wir hier gleich zur Beschreibung des Tschirgantzuges übergehen.

Dieser Kamm, welcher die Mieminger Hochfläche und weiterhin das Gurgltal vom Inntal scheidet, beginnt an der Westseite von Telfs mit mehreren schmalen Felsrücken, welche gegen Westen zu ansteigen und sich vereinigen.

Diese Felsrücken streichen parallel mit dem Inntale und werden von flachen Furchen getrennt, deren Grund im östlichen Abschnitte aus dem Schuttboden des Inntales, im westlichen dagegen aus Grundgebirge besteht. Das Grundgebirge ist ein dunkelbräunlicher, bituminöser Dolomit, der manchmal eine bläuliche Färbung annimmt. In der schon mehrfach erwähnten Arbeit über die Inntalterrassen im 54. Bande des Jahrbuches hat diese Felsfurchenlandschaft von St. Moritz (pag. 106—107) bereits eine Schilderung erfahren, auf die hier verwiesen werden kann.

Der Hauptdolomit, welcher diese Landschaft bildet, ist größtenteils ungeschichtet. Deutliche Schichtung zeigt er hier nur im Norden, wo die Mieminger Straße den Engpaß des Mörderloches durchzieht. Ein etwas gegen Nordost gerichtetes Streichen ist mit 60—70° Nordfallen verbunden. Gegen Süden hin wird der Dolomit mehr und mehr zerdrückt. Der letzte Felssaum am Inn ist großenteils nur eine Dolomitbreccie. Zahlreiche, oft glänzend polierte, ebene und bucklige Rutschflächen zerschneiden hier die Felsmassen.

Der Höhenzug des Achberges (1033 *m*), welcher sich im Westen an die Felsfurchenlandschaft von St. Moritz schließt, wird bis in die Gegend von Stams von denselben Dolomitmassen aufgebaut. Gegen-

über von Stams stürzt der Lehnbach (Vereinigung von Städtl- und Judenbach) in enger Schlucht zum Inn herab. Im unteren Teile dieser Schlucht zeigt der Hauptdolomit deutliche Schichtung mit steilem Nordfallen. Etwas westlich von der Mündung dieses Baches setzt am Innstrande eine Zone von hellem, graulichem, oft weißlichem Dolomit ein, welcher durch einen schmalen, ganz verklemmten Streifen von schwarzen Mergeln, dunklen Kalken, Gips und Sandsteinen vom Hauptdolomit getrennt wird. Diese Einschaltung zwischen dem hangenden dunkelgrauen oder braunen bituminösen und dem liegenden lichtgraulichen oder weißlichen Dolomit ist nur eine kurze Strecke weit zu verfolgen. Dann stoßen die beiden Dolomite unmittelbar zusammen und ist ihre Grenze schwer genau zu bestimmen. So besteht der Höhenzug des Saßberges zwischen Lehnbach und Mötz im nördlichen Abschnitte aus Hauptdolomit, im südlichen aus Wettersteindolomit. Die Wallfahrtskirche Locherboden steht auf Wettersteindolomit. Bei Mötz wird der Scheidekamm zwischen Inntal und Mieminger Hochfläche durch die tiefe Schlucht des Klammbaches unterbrochen.

Jenseits derselben treffen wir als genaue Fortsetzung des Wettersteindolomits des Locherbodens einen lichtgrauen, meist dolomitischen Kalk. Entsprechend der Mergel- und Sandsteineinlage im Süden des Saßberges haben wir hier einen deutlich ausgebildeten Zug von Raibler Schichten, welcher wieder von Hauptdolomit überlagert wird, der in großer Mächtigkeit den Grünberg zusammensetzt. Von diesem Profil hat bereits Skuphos in seiner Untersuchung über die stratigraphische Stellung der Partnachschichten in den Nordtiroler und bayrischen Alpen in den Geognostischen Jahresheften (München 1891, pag. 118—124) eine sehr eingehende Darstellung veröffentlicht.

Westlich von Mötz taucht aus der Innebene ein kleiner Hügel (680 *m*) empor, welcher in der südlichen Hälfte aus 60° südfallendem, lichtgrauem, gebanktem Kalke, in der nördlichen aus lichtgrauem, stark zertrümmertem Dolomit besteht. In der Fortsetzung seiner Streichrichtung begegnen wir etwa 250 *m* weiter westlich vom Bergfuße deutlich entwickelten Muschelkalkschichten. Dieselben bilden von hier bis über Silz hinauf die unterste Gehängestufe, über welcher der meist dolomitisch entwickelte Wettersteinkalk in schroffen, geschlossenen Wänden aufsteht. Die Muschelkalkschichten, die ebenfalls parallel dem Inntale streichen, zeigen steiles Südfallen. Dunkelgraue Kalke, dünngeschichtete graue, grüne, rötliche Kalke, hellgraue Kalke mit roten und grünen, sandigen, schiefrigen Zwischenlagen und großen Kuppeln und Knollen auf den Schichtflächen bilden diesen Streifen.

In steilen Wänden strebt der Wettersteindolomit zwischen Silz und Magerbach aus dem Inntale empor. Nur streckenweise sind in seinem Hangenden Mergel und Sandsteine der Raibler Schichten entwickelt, welche dann eine schmale Stufe bedingen, über welcher steil das Gehänge des Hauptdolomits aufsetzt.

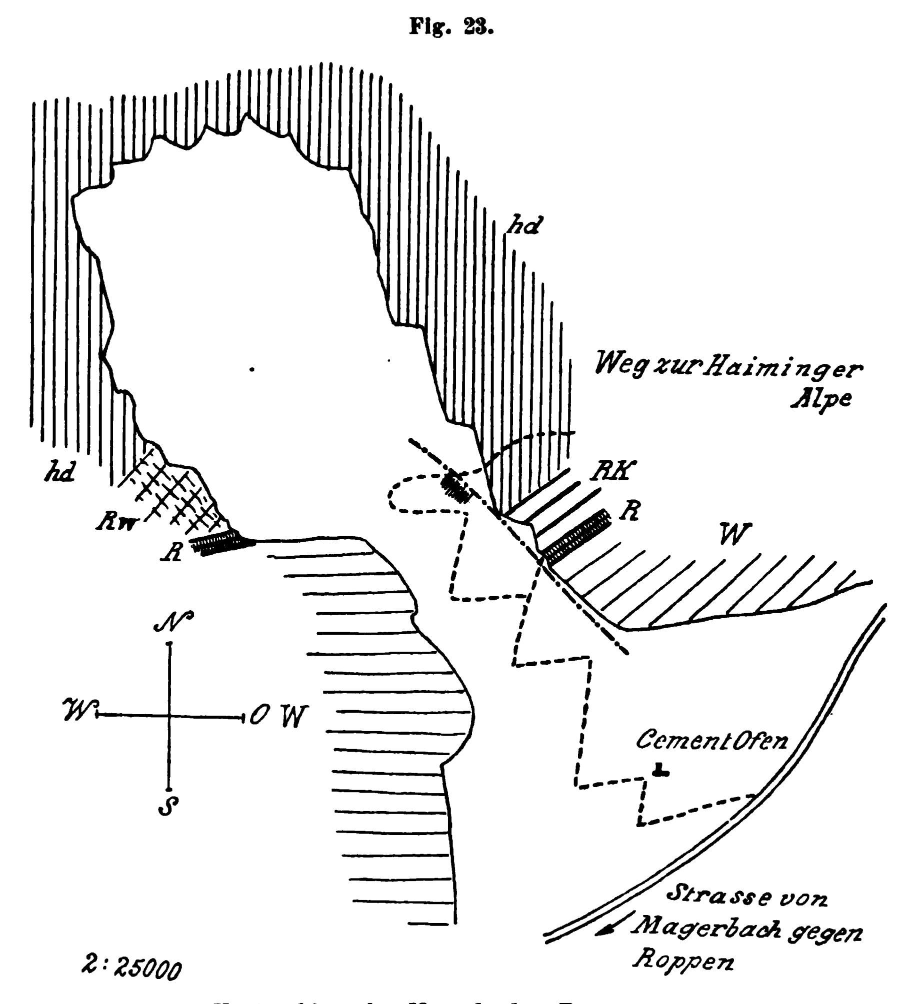
Westlich von Magerbach beginnt eine Anzahl von größeren Bergstürzen, welche mächtige Nischen aus dem Berggehänge gerissen und große Schuttmassen ins Inntal geworfen haben.

Der erste Bergsturz (Fig. 23), dem wir begegnen, ist besonders deutlich ausgebildet. Sein großes Schuttfeld dehnt sich hauptsächlich



auf der Südseite des Inns, im Westen des Dorfes Haimingen aus. Sein Abrißgebiet steigt gegen den Kamm zwischen Simmering und Tschirgant bis etwa 1700 *m* empor. Die Ausbruchnische liegt im Bereiche des Hauptdolomits. Dieselbe verengt sich im Gebiete des Wettersteindolomits zu einer steilen Furche, in welche ein hoch ansteigender

Fig. 23.



Kartenskizze des Magerbacher Bergsturzes.

W = Wettersteindolomit. — *R* = Raibler Schichten (Mergel-Sandsteine).
RK = Raibler Kalke — *Rw* = Rauchwacke. — *hd* = Hauptdolomit.

Schuttkegel eingelagert ist, der an der Westseite von tiefen Furchen zerrissen wird.

Zu beiden Seiten dieses Bergsturzes haben wir gute Aufschlüsse in den begleitenden Gesteinsschichten.

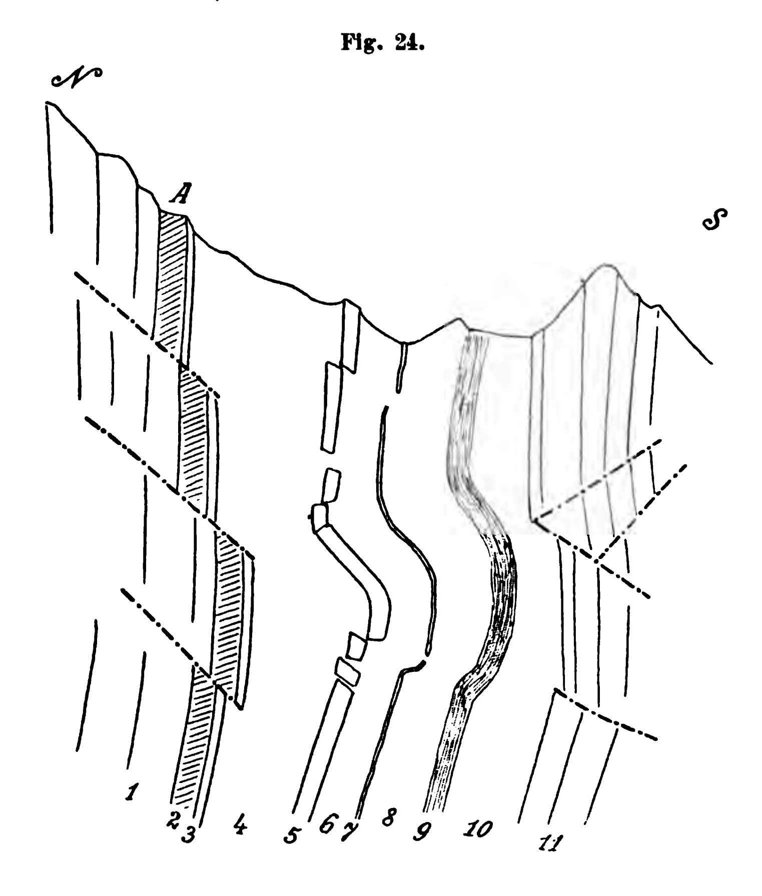
An der Ostseite wie an der Westseite bilden steile Felsen von lichtgrauem Wettersteindolomit die unteren Flanken.

Stellenweise ist saigere Schichtung bemerkbar.

Darüber setzen Raibler Schichten ein, welche an der Ostseite klar aufgeschlossen sind. Wir finden hier (Fig. 24.) von oben nach unten:

1 Schwarze, gebankte Kalke, auf den Schichtflächen Kuppen und tiefe Gruben. Sie wechseln mit dunkelgrauen Kalkbänken. Die Gruben sind weit schärfer eingeprägt als bei den Knollenkalken des Muschelkalkes;

Fig. 24.



2 mattschwarzer, großmuschelig springender Mergelkalk, welcher als Zementkalk abgebaut wird, $1^1/_4$ *m*;

3 dieser Mergelkalk geht in mehr sandige Beschaffenheit über, $^1/_2$ *m*;

4 dünngeschichtete, leicht zerfallende schwarze Mergel, 3 *m*;

5 $^1/_2$—1 *m* dicke Bank im Bruch schwarzer, in der Verwitterung gelblicher Kalke, Oolithstruktur;

6 dünne, blättrige, schwarze Mergel, 2 *m*;

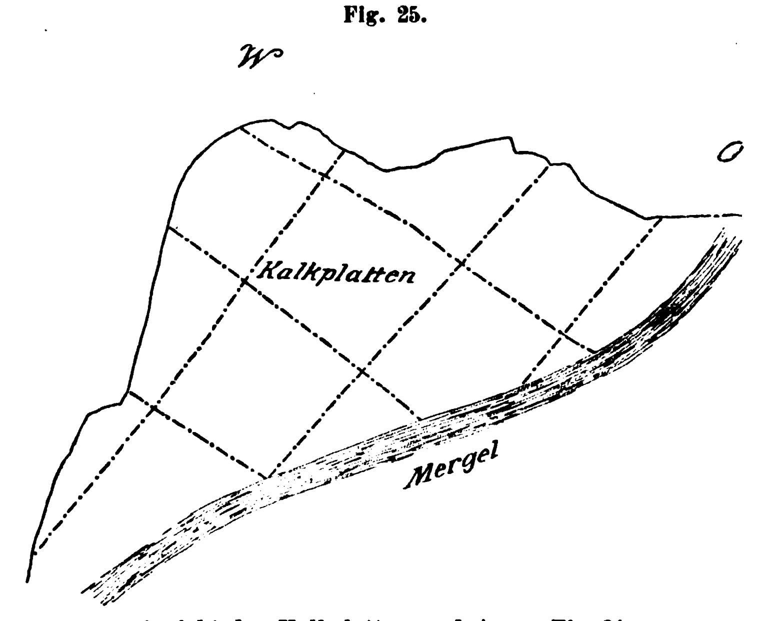
7 schmale, 1—2 *dm* starke Zone schwarzen, oft sandigen Kalkes mit Muschelschalen;

8 zerbröcklige, schwarze Mergel;
9 schwärzlichgraue Sandsteine, auch grünlich, oft rötlich anwitternd, stark zerfallen;
10 splittrige, zerdrückte, schwarze Mergel;
11 hellgrauer Wettersteindolomit, der eine vorstehende Wand bildet.

Der ganze Schichtverband ist von gekreuzten Querverwerfungen durchdrungen, welche sich deutlich an den festeren Kalklagen (Fig. 25) erkennen lassen.

Von diesem Aufschluß der Raibler Schichten läuft an dem Rande des Bergsturzes eine größere Querverwerfung, der entlang die westliche Fortsetzung der Raibler Schichten stark emporgerückt erscheint. Wo der Steig, welcher von Magerbach über den Schuttkegel heraufleitet, ins Felsgehänge übertritt, sehen wir unmittelbar an Hauptdolomit angeworfen Fetzen von gepreßten Mergeln, dunklen Kalken und Rauchwacken. Es ist nur ein kleines Vorkommen, doch entsprechen ihm am jenseitigen Rande des Abbruches die dort angeschnittenen Raibler Schichten als unmittelbare Fortsetzung.

Fig. 25.



Ansicht der Kalkplattenwand A von Fig. 24.

An diesem Rande treffen wir unten entsprechend Wettersteindolomit, dann einen Zipfel von schwarzen Mergeln und dunklem Kalk. Dieser Kalk wird von einer verdrückten Zone von Mergeln, Sandsteinen und dunklen Kalken überlagert. Diese Zone ist stark zerpreßt und keilförmig eingeengt. Darüber lagert etwa 100 *m* zertrümmerter, mörtelartiger Dolomit mit Lagen von Rauchwacken. Hier geht das steile Nordfallen der unteren Schichten in ein flaches der oberen festen Hauptdolomitmassen über.

Vergleichen wir die beiden Seitenwände dieses Bergsturzes, so geht in seinem Bereiche eine starke Querverschiebung der Schichten hervor. Dazu wechselt auch die Streichrichtung, was besonders an den Raibler Zonen erkennbar ist. Jedenfalls entspricht die Ausbruchstelle dieses Bergsturzes einer größeren Querstörungszone.

Das Schuttfeld dieses Bergsturzes breitet sich im Süden des Inns, zwischen Haimingen und Riedern aus. Es ist ein waldbedecktes, kleinwelliges Hügelland, an dessen Oberfläche große eckige Blöcke aus Wettersteinkalk neben kleinem Trümmerwerk aus Hauptdolomit vorherrschen. Es finden sich jedoch neben den anderen Gesteinen des Abrißgebietes auch gerollte zentralalpine Schotter, welche diesen Schuttmassen aufgelagert sind. Im Süden zieht zwischen diesem Schuttfelde und dem Urgebirge eine flache Einsenkung durch, welche von quarzigem, feinem Sand, zentralalpinen Schottern und groben Blöcken (aus dem Ötztale) erfüllt ist. Ebenso ist dieses Schuttfeld von jenem des Tschirgantbergsturzes durch eine ähnlich aufgebaute Niederung abgeschieden. Der Inn schneidet in dieses Hügelland ein und zeigt uns den Aufbau der Bergsturzmassen. Eckiger, sehr ungleich grober Schutt aus den Gesteinen der Berglehne liegt in einer schlammigen Masse. Gerade unterhalb der Ausstriche der Raibler Schichten bemerken wir größere, fast nur aus schwarzen Mergeln und Sandsteintrümmern aufgebaute Einlagen, welche sich durch ihre dunkle Färbung von der helleren Umgebung scharf abheben. Der Schuttkegel, welcher sich vom Inn in die Absturznische emporzieht, ist eine jüngere, in steter Weiterentwicklung begriffene Bildung.

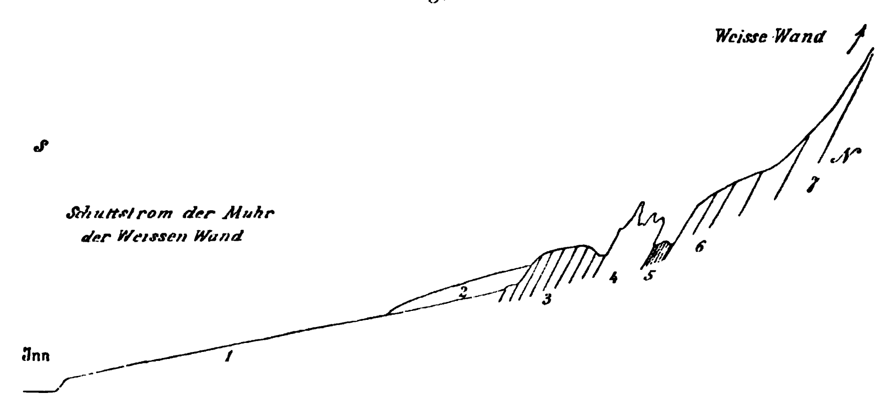
An der Westseite dieses Schuttkegels tritt neben der Innschlinge ein Felskap vor, das aus steil aufgerichteten Platten dunklen, oft dolomitischen Kalkes besteht. Die Schichtflächen sind gewellt und mit Mergelbelag versehen. An der Westflanke dieser Felsen, die wahrscheinlich den Raibler Schichten angehören dürften, ist Grundmoräne mit gekritzten und zentralalpinen Geschieben erhalten, welche bis zum Inn hinabzieht. An der oberen Kante dieser Felsen liegt ebenfalls Inntaler Grundmoräne und darüber setzt dann eckiger Schutt ein. Wenn wir von diesem Bergsturze gegen Südwesten weitergehen, so gelangen wir nach kurzer Unterbrechung in einen Bereich, welcher durch eng aneinander grenzende Bergsturznischen völlig zerfurcht wird. Man kann drei größere Nischen unterscheiden, welche hauptsächlich im Hauptdolomitgebiete sich ausbreiten. Daran schließt sich dann der größte, südwestlichste, dessen Ausbreitung indessen hauptsächlich in den Bereich von Wettersteinkalk und Dolomit fällt. Es ist der große Bergsturz der Weißen Wand an der Südostseite des Tschirgants. Betrachten wir die ersteren Bergstürze näher, so sehen wir an den Felsrippen, welche die einzelnen Nischen trennen, ein ruckweises Höhersteigen der Schichten. Das tritt besonders deutlich an dem Streifen der Raibler Schichten hervor, der in jeder westlicheren Rippe höher oben erst vortritt. An der Nordseite der Weißen Wand übersetzt dieser Schichtzug den Tschirgantkamm und zieht auf der Nordseite abfallend über die Karröstner Alpe gegen Imst. Die Schichten sind auffallend zerdrückt, der an-



liegende Dolomit ist großenteils nur eine feintrümmerige Breccie. Unter diesen Bergstürzen liegen gewaltige Schuttkegel, doch fehlt ein besonderes Schuttfeld, wie wir es am Magerbacher und Tschirgantbergsturz so ausgezeichnet entwickelt finden.

Der große Tschirgantbergsturz (Fig. 26) entsendet einen mächtigen flachen Schuttkegel (1) die „Breite Muhr", gegen Süden und drückt damit den Inn vom Berggehänge ab. An der Westseite dieses Schuttkegels begegnen wir von der Straße aufwärts Felsstufen, welche aus einem festen, im Bruche schwärzlichen, in der Verwitterung (besonders an vom Wasser abgescheuerten Stellen) bläulich erscheinenden Dolomit bestehen. Dieses Gestein ist von zahlreichen weißen Kalkadern durchbrochen, welche ihm ein ganz charakteristisches Aussehen verleihen. Steigen wir entlang der „Breiten Muhr" gegen den Ausgang der Bergsturznische empor, so finden wir

Fig. 26.



hier dasselbe Gestein (3) wieder. Es streicht parallel dem Inntale bei einem etwa 70° betragenden Südfallen. Höher am Berggehänge lagern hier zu beiden Seiten der Bergsturznische 40—80 *m* mächtige grellgelbe (4) Rauchwacken, welche kecke Türme und Zinnen bilden. Hinter dieser Rauchwackenzone setzen in sehr ungleicher, aber meist geringer Mächtigkeit arg zerquetschte, splittrige Mergel (5) ein. Im Bruche erscheinen sie schwarz, in der Verwitterung gelblich. Ihnen sind hellgraue dolomitische und dunkelgraue Kalke (6) angelagert. Darüber erhebt sich in schroffem, prachtvollem Aufbruch der helle, weißliche Wettersteindolomit (7) der Weißen Wand.

Verfolgen wir diesen Zug von Rauchwacken, Mergeln und Kalken gegen Westen, so sehen wir ihn an der Südseite des Tschirgants über die Karreser Alpe in die Gräben oberhalb von Karres und Karrösten übersetzen. Hier haben wir es mit sicheren Raibler Schichten zu tun, so daß es nächstliegend ist, auch die Zone am Fuße der Weißen Wand dazuzurechnen. Danach wäre der darunter ausstreichende Dolomit als Hauptdolomit anzusprechen. Diese oben geschilderte Zone von Rauchwacken, Mergeln und Kalken verschwindet östlich der Weißen Wand unter dem Trümmerwerke der dortigen Bergstürze.

Schon östlich von der „Breiten Muhr", besonders aber westlich begegnen wir großen Massen von vorzüglich entwickelter Inntaler Grundmoräne (2 in Fig. 26). In keilförmigen Resten lagert sie zwischen den Schuttkegeln den Felsstufen an. An der Westseite der „Breiten Muhr" steigen die Grundmoränen in großer Mächtigkeit bis zum Innstrand nieder. Über ihre Bedeutung für die Altersbestimmung des Tschirgantbergsturzes habe ich in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt Nr. 3, 1904, bereits ausführlicher berichtet.

Im Süden des Tschirgants ist eine Terrasse vorgelagert, welche östlich von Roppen mit einem Felshügel aus hellgrauem, ungeschichtetem Dolomit beginnt. Diese Terrasse wurde von Blaas nach dem Dorfe Karres als Felsriegel von Karres bezeichnet. Die nähere Beschreibung ihres Aufbaues soll hier nicht gegeben werden, da sie nur im Zusammenhange mit der Darstellung jenes Streifens von jüngeren Schichten verständlich ist, welcher von der Gegend von Roppen bis Zams an der Südseite des Inns unmittelbar dem Urgebirge anliegt. Eine Schilderung der glazialen Erscheinungen im Bereiche des Felsriegels von Karres habe ich im Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt 1904, 54. Bd., pag. 128—133, gegeben.

Über dieser Terrasse strebt steil der Tschirgant (2372 *m*) empor, mit welchem der Bergkamm im Westen endet. Einige Schluchten sind in sein Südgehänge eingerissen, welche uns den Aufbau der Schichten entblößen.

Von Karres ziehen zwei größere Gräben bergan, von denen der westlichere vorzügliche Aufschlüsse im Grundgebirge gewährt, wogegen der andere Grundmoränen in gewaltiger Entfaltung zeigt. Dieselben liegen im unteren Teile des Grabens auf einem blau anwitternden, weißadrigen Dolomit von ganz derselben Ausbildung, wie wir ihn am Fuße der „Weißen Wand" kennen gelernt haben. Dieser Dolomit erbaut hauptsächlich die Felshöhen zwischen dem Graben von Karres und der Weißen Wand. Darüber folgt eine vielfache Schichtfolge der Raibler Schichten, welche jedoch erst im westlicheren Graben deutlich erschlossen ist. Die stark bearbeiteten Grundmoränen steigen entlang diesem Graben von der Terrasse bis gegen 1400 *m* empor und enthalten in großen Mengen gekritzte und zentralalpine Geschiebe. Der ganzen Ausbildung nach haben wir es hier mit einem der größten Aufschlüsse von Grundmoränen des Inntalgletschers zu tun. Bemerkenswert ist der Einschluß größerer zentralalpiner Blöcke. Der benachbarte westlichere Graben, welcher etwas tiefer eingeschnitten ist, zeigt vorzüglich stark gefaltete Raibler Schichten, in denen Sandsteine mit Mergelzwischenlagen eine auffallend mächtige Entfaltung einnehmen.

Der blaue, weißadrige Dolomit erscheint in diesem Graben (Fig. 27) viel weniger mächtig und endet schon etwa 200 *m* tiefer als im östlichen Graben. Steigen wir in die Schlucht hinein, so treffen wir gleich am Beginn eine Scholle von gelber Rauchwacke, welche dem blauen Dolomit auflagert. Darüber haben wir folgende Schichtfolge:

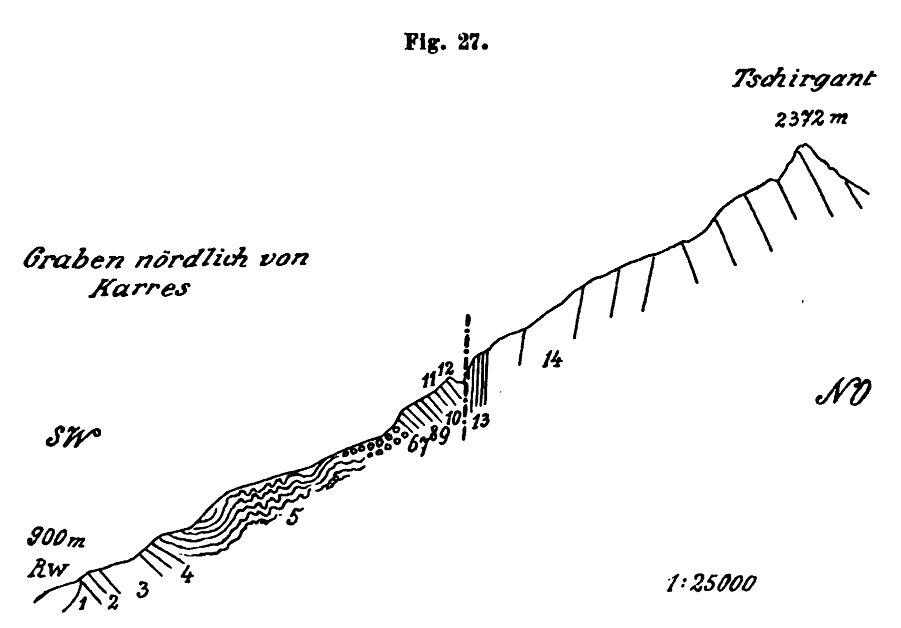
1 Blauer, weißadriger Dolomit;

2 dieser Dolomit wird durch Einschaltung von schwarzen Mergelschiefern zerlegt. Kalkige Bänke stellen sich ein;



3 mächtiges felsenbildendes Lager zerdrückter, schwarzer Mergelschiefer mit Sandsteinlagen, 20—30 *m*;
4 Lage von blauem Dolomit (20—25 *m*), oben dünngebankt mit dicken, weißen Adern;
5 mächtige Folge heftig zerfalteter Massen von schwarzen Mergelschiefern und wechsellagernden Sandsteinen. Letztere zeigen prächtige Faltungen und Knickungen;
6 grauer, mörtelartig zerdrückter Dolomit;
7 schwarze Mergelschiefer;
8 $^1/_2$—$^3/_4$ *m* starke Lage von schwarzem Kalk (Oolithe), Versteinerungsreste, rötlichbraune Verwitterung;

Fig. 27.



Rw = Rauchwacke.

9 schwarze Mergelschiefer und Sandsteine;
10 grauer, mörtelartiger, zerdrückter Dolomit (8—10 *m*), oben sind einige feste, 5—6 *cm* starke schwarzblaue Dolomitbänkchen;
11 schwarze Mergelschiefer und Sandsteinzonen, 40—50 *m*;
12 grell gelbrote Rauchwacken wie am Südfuße der Weißen Wand, 10—15 *m*;
13 unten dünn (1—2 *dm*), dann immer dicker geschichteter hellgrauer Dolomit mit rauhhöckerigen Flächen, geht in lichtgrauen Wettersteinkalk (14) über.

Der Wettersteinkalk bildet in steilen Wänden und Hängen den oberen Teil des Tschirgants. Hier sind mehrfach alte Stollen auf Bleiglanz und Galmei zu sehen.

In diesem Profil fällt neben der ungewöhnlichen Mächtigkeit der wechsellagernden Mergelschiefer und Sandsteine die eigentümliche gegen den Wettersteinkalk einfallende Schichtstellung besonders auf.

In dem weiter westlich gelegenen Graben, der von Karrösten gegen den Tschirgant aufstrebt, entdecken wir wieder eine vielgegliederte Folge von Raibler Gesteinen. Auch hier haben wir größtenteils ein gegen den Wettersteinkalk gerichtetes Einfallen der Raibler Schichten (unten 80° gegen Süd, oben 40—50° gegen Nord) zu verzeichnen. Die Schichten stehen durchaus ziemlich steil und zeigen keine solchen Faltungen wie in dem eben geschilderten Graben von Karres. Die Reihenfolge ist hier von unten nach oben folgende:

1 Dunkler, weißadriger Dolomit;
2 schwarze Mergelschiefer und Sandsteine, 5-6 *m*;
3 grauer Dolomit, 20—30 *m*;
4 schwarze Mergelschiefer und Sandsteine, 6—8 *m*;
5 graue Rauchwacke, 20—30 *m*;
6 schwarze Mergelschiefer;
7 gelbliche Kalke voll schwarzer Muschelschalen, 3 *m*;
8 Sandstein, 1—1½ *m*;
9 schwarze Mergelkalkbank (1 *m*), muscheliger Bruch und gelbliche Verwitterung;
10 splittrig brechende Mergelschiefer;
11 gelbrote Rauchwacke (40—60 *m*), darinnen liegen gelbliche, blättrige, dünne Mergel, Bänke dunkelgrauen Dolomits, Zonen von hellgrauem, zertrümmertem Dolomit;
12 Sandsteine;
13 schwarze Mergelschiefer;
14 hellgrauer Wettersteinkalk.

Gegen Westen verarmt der Zug der Raibler Schichten auffallend rasch. Am Wege, welcher von Karrösten am Westabfalle des Tschirgants gegen die Karröstner Alpe leitet, finden wir nördlich des blauen Dolomits, der den Hügel (986 *m*) bei dem Dorfe aufbaut, nur wenige Schichtglieder der Raibler Zone. Zuerst stellen sich Knollenkalke, dann hellgrauer Dolomit ein. Gletscherschliffe und Inntaler Grundmoränen sind darauf mehrfach erhalten. Eine 6—8 *m* breite Einschaltung von schwarzen Mergelschiefern und Sandsteinen trennt den Dolomit von dem Wettersteinkalke, welcher gegen Imst streicht und etwa 40° gegen Süden einfällt. Folgen wir dem Wege weiter, so treffen wir nach Durchquerung der mächtigen, größtenteils ungeschichteten Wettersteinkalkmassen wieder auf einen Zug von Raibler Schichten, der aber heftig gestört ist. Schwarze Mergelschiefer und Sandsteine, Oolithe, dunkelgraue Kalke bilden den Hauptbestand dieses sehr unregelmäßigen Streifens. Im Norden schließen sich große Massen von bituminösem, bräunlichem Hauptdolomit daran, welche die Abhänge gegen das Gurgltal beherrschen.

Tal der Leutascher Ache.

(Fig. 28-29.)

Im Süden des Wettersteingebirges ist das Tal der Leutascher Ache eingesenkt, welches die Grenze gegen das Mieminger Gebirge, die Seefeld-Leutascher Hochfläche und den Kamm der Arnspitzen zieht. In diesem Talzuge können wir bis zur Einmündung in das Isartal

leicht drei Abteilungen unterscheiden. Vom Ursprung bis zum Austritt in die Weitung von Leutasch ist das Tal ziemlich eng. Dieses oberste Talstück zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge trägt den Namen Gaistal und wird von Konglomeratfelsen, den sogenannten „Öfen", abgeschlossen. Daran reiht sich eine ausnehmend flache und breite Talstrecke, welche sich bis zur Leutaschklamm ausdehnt. In diesem Abschnitte durchbricht die Ache in enger tiefer Schlucht den vorliegenden Wall von Wettersteinkalk, der den Kamm der Arnspitzen mit dem Wettersteingebirge verbindet.

Das Gaistal folgt im allgemeinen einer tektonischen Mulde. Im weiteren Verlaufe durchbricht jedoch die Ache erst den Nordflügel dieser Mulde und dann das Verbindungsstück der Arnspitzen mit dem Wettersteingebirge.

Die Gipfel des Mieminger Gebirges stürzen in steilen, hohen Wänden gegen das Gaistal nieder. Betrachten wir diese Wände näher, so sehen wir sie aus steilgestellten Schichttafeln des Wettersteinkalkes erbaut, welche vielfach von flach einfallenden Rutschflächen zerschnitten und daran verschoben sind. Während nun aber im östlichen Teile die steilen Wettersteinkalkplatten bis ins Tal in gleicher Neigung niederreichen und hier von Raibler Schichten bedeckt werden, sehen wir sie im westlichen Abschnitte unten zu einer flachen Mulde aufgebogen.

Wir haben im großen entlang dem Gaistale eine Mulde vor uns, deren Achse sich von Ost gegen West bedeutend erhebt. Freilich ist die Ausbildung dieser Mulde eine sehr unregelmäßige, was indessen vor allem von dem Nordflügel zu gelten hat. Entsprechend der allgemeinen Erhöhung der Muldenachse haben wir vom Eingange des Gaistales bis über den Leitenbach hinaus als Kern Hauptdolomit, von da bis über die Tillflußalpe vor allem Rauchwacken und Kalke der Raibler Schichten. Weiter westlich taucht schon an der Nordseite des Tales ein längerer Streifen von hellem Wettersteinkalk auf. Derselbe verschwindet westwärts unter dem Schutte, dafür erhebt sich von der Gegend der Feldernalpe (1522 *m*) an ein zusammenhängender Zug von gleichem Wettersteinkalk, welcher vorerst einen hohen Wall zwischen der Einsenkung der Pestkapelle und dem obersten Gaistale bildet. Dieses endet mit der Mulde des Negelsees (1550 *m*). Der Wettersteinwall aber setzt sich gegen Westen als ein immer freier vortretender Wandgürtel fort, welcher erst im Norden der Ehrwalder Sonnenspize zugleich mit dem Mieminger Gebirge ein Ende findet. Von der Gegend der Feldernalpe an westwärts bildet dieser Wettersteinkalkzug eine an den mächtigen Sattel des Mieminger Gebirges unmittelbar angebogene Mulde. An der Westseite des meist ausgetrockneten Negelsees erbaut ein mächtiger Moränenwall die Wasserscheide. Durch die Einschiebung des eben geschilderten Wettersteinkalkwalles kommt so eine eigentümliche Talverknüpfung zustande, indem wir südlich desselben das gegen Osten fällige Gaistal, nördlich eine gegen Westen absinkende Talfurche haben.

Die Gegend des Negelsees ist reich an glazialen Schuttmassen, welche aus dem Brandl- und Igelseekar stammen. Aus dem erstgenannten großen Kar streben zwei mächtige Moränenwälle heraus,

während vor dem zweiten der Negalsee ruhte, welcher ebenfalls von einem Moränenwall umspannt wird.

Unterhalb der Seeschwelle entspringt im Schutt der Negelseebach, welcher sich bei der Feldernalpe mit einem Zufluß von den Gehängen der Issentalköpfeln vereinigt. Die Aufrisse des Negelseebaches enthüllen vom See bis in die Gegend der Federnalpe schlammigen, hellweißen Grundmoränenschutt eines kalkalpinen Gletschers. Gekritzte Wettersteinkalkgeschiebe sind ziemlich häufig zu finden, zentralalpine dagegen fehlen. Bei der Federnalpe schließen sich von der Nordseite mächtige Schutterrassen an, welche oberhalb der Alpe eine breite Stufe aufbauen. Sie dürften ebenfalls einem Lokalgletscher angehören, welcher unter den stolzen Wänden der Plattspitzen seinen Ausgang nahm. Von der Feldern- bis gegen die Tillflußalpe breiten sich reichlich frische Schuttfelder an den Seiten des Baches aus. Tillfluß selbst liegt auf einem starken Schuttkegel des Kotbaches. Von der Einmündung dieses Baches weg heben sich an beiden Talseiten Terrassen hervor, welche von den Raibler Schichten aufgebaut werden. An der Südseite hat die Terrasse nur eine sehr begrenzte Ausdehnung und reicht bis gegenüber der Mündung des Leitenbaches. In diesem Streifen der Raibler Schichten treten neben Rauchwacken und grauen Kalken auch Sandsteine, schwarze Mergel und Oolithe auf. Bei der Mündung des Leitenbaches geht nicht nur die Raibler Zone, sondern auch der weißliche Wettersteinkalk des Mundegewölbes auf die Nordseite des Tales über. Der Wettersteinkalk, welcher Chemnitzien umschließt, bildet hier bis zur Einmündung des Sulzbaches die Unterlage der breiten Terrasse der Hämmermoosalpe (1419 *m*). In dieser Strecke läuft die Ache in einer tiefen, steilwandigen Felsschlucht. Schon östlich des Kotbaches begegnen wir auf der nordseitigen Terrasse der Raibler Schichten (Rauchwacken und graue Kalke) Anlagerungen von Grundmoränen und einzelnen zentralalpinen Trümmern. Der Einschnitt des Leitenbaches enthält an seiner Westseite im Hintergrunde der Terrasse eine mächtige Einlagerung von Grundmoränen. In noch größeren Ausmaßen sind solche im Süden und besonders an der Westseite der Hämmermoosterrasse eröffnet.

Hier haben wir es bereits mit stark und gleichmäßig bearbeiteter Grundmoräne zu tun, welche reichlich gekritzte Geschiebe führt. Bemerkenswert ist daran das häufige Vorkommen von zentralalpinen Geröllen. Die Saat der zentralalpinen Gesteine reicht vom Ostausgange des Tales bis in die Gegend östlich von Tillfluß. Das fällt zusammen mit der Einsenkung der Niedermunde (2065 *m*), welche sich dort im Wall des Mieminger Gebirges öffnet und von Eismassen des Inntalgletschers überschritten wurde. Allerdings ist es bei der bedeutenden Höhe dieses Sattels sehr unwahrscheinlich, daß auf diesem Wege zentralalpine Geschiebe in die Gaistaler Grundmoränen gelangt sein sollten. Dieselben sind wohl dadurch zu erklären, daß der Inntalgletscher von Osten her den Gletscher des Gaistales zurückdrängte und unterschob. Von der Mündung des Sulzbaches an begleiten Rauchwacken zu beiden Seiten die Leutascher Ache. Dem Umbiegen des Gewölbes der Hohen Munde entsprechend tritt darauf Hauptdolomit hervor, an den sich die Konglomeratfelsen der „Öfen" anschmiegen.

Dieses Konglomerat besteht aus abgerollten Gesteinen des Gaistales, zwischen denen als Seltenheit zentralalpine Gerölle vorkommen. Durch ein kalkiges Bindemittel sind diese geschichteten Schuttmassen verkittet. Die Richtung seiner steilgeneigten Bänke weist auf einen jetzt nicht mehr vorhandenen Hang an seiner Westseite hin. Die Ache fließt über die Schichtköpfe dieses Sperrkonglomerats, welches die heutige Talfläche unterteuft.

In nächster Nähe haben wir an den Seiten der Mündung des Klammbaches ein ganz gleichartiges Konglomerat, welches jedoch flach gebankt erscheint. Dieses Konglomerat lehnt sich im Norden an flach gewellte Schichten des Hauptdolomits. Dringen wir aber weiter in dieser Schlucht aufwärts, so finden wir oberhalb der kleinen Hauptdolomitstufe neuerdings einen Konglomeratrest eingelagert. Ebenso entdecken wir in Aufrissen der „Oberle Mähder", welche eine Terrasse östlich des Klammbaches bekleiden, mehrfach als Grundlage dasselbe Konglomerat.

Fig. 28.



hd = Hauptdolomit. — *Co* = Konglomerat. — *Gr. M.* = Grundmoräne.

Weiter östlich finden wir südlich der Ache in der Umgebung des Weitacher Sees ebenfalls ein Konglomerat aus Geröllen der Ache. Dasselbe ist an der Südwestseite dieser künstlichen Wasseransammlung sowie weiter östlich in kleinen Resten bis gegen die Seefelder Straße hin aufgeschlossen An den „Öfen", im Klammbachgraben, bei den „Oberle Mähdern" und am Weidacher See überlagern Grundmoränen diese nach Ausbildung und Lagerung offenbar zusammengehörigen Konglomeratreste. Dieselben stellen höchstwahrscheinlich die Reste eines ausgebreiteten Schuttfeldes dar, welches sich in der Niederung von Leutasch ausdehnte. Für dieses Schuttfeld kann nur ein interglaziales Alter in Betracht gezogen werden.

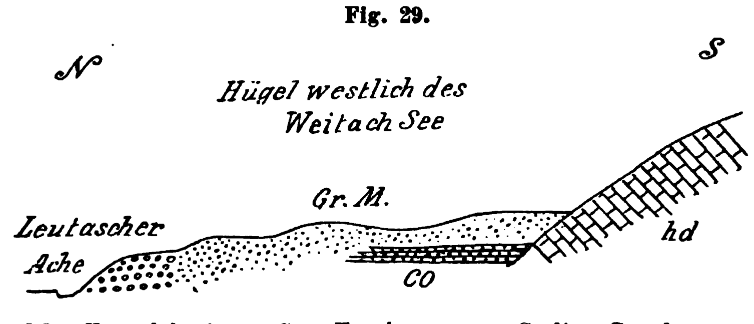
Bei den „Öfen" verläßt die Ache das Gaistal und schlingt sich nun durch die breite Niederung von Leutasch.

Von Süden schließt sich gleich eine bedeutende Weitung an, welche nur von einem kleinen Bächlein bewässert wird. Dieselbe erhebt sich südlich von dem Weiler Moos steil zu den beiden Felsfurchen des Sattels von Buchen. Diese Steilstufe ist von reichlichen Grundmoränen des Inntalgletschers besetzt. An der Ecke zwischen dieser Weitung und dem Gaistale lagern mächtige, großenteils unge-

schichtete Schuttmassen, die reich mit zentralalpinen Geröllen vermengt sind. Gegenüber dieser Weitung von Moos erhebt sich an der Nordseite der Ache (Fig. 28) eine Terrasse („Oberle Mähder"), welche vom Klammbache bis Ober-Leutasch reicht. Eine Terrasse von gleicher Höhe ist auch im Süden der Ache (Fig. 29) erhalten, welche die nun abgetrennte Fortsetzung der früher genannten bis zum Weiler Ober-Weidach darstellt. Am Aufbaue dieser Terrassen ist das Grundgebirge nur ganz unbedeutend beteiligt. Westlich von Ober-Leutasch tritt in dem Hohlwege gegen die „Oberle Mähder" Hauptdolomit vor. Außerdem erscheinen östlich vom Weidacher See einige kleine Aufwölbungen desselben Gesteines. Von den übrigen Bestandteilen der Terrassen sind die Konglomerate die ältesten. Sie bilden weiter zurückliegende Terrassen von im allgemeinen geringerer Höhe. Ihre Decke sind Grundmoränen des Inntaler Gletschers, welche sie allseitig übergreifen.

Diesen beiden Ablagerungen sind geschichtete gerollte Schotter der Ache in bedeutender Mächtigkeit vorgebaut. Im wesentlichen sind

Fig. 29.



hd = Hauptdolomit. — *Co* = Konglomerat. — *Gr. M.* = Grundmoräne.

beide Terrassen gleich bestellt, doch überwiegen an der westlicheren die geschichteten Schuttmassen, an der östlicheren die Grundmoränen. Das heutige Bett der Ache ist tief zwischen den beiden Terrassen hindurchgeschnitten und war vor der gewaltsamen Einfassung durch Steindämme hier und weiter talab äußerst veränderlich. Die Einlagerung der geschichteten gerollten Schotter (meist Gesteine der Ache) ist in einem breiteren Tale als dem jetzigen erfolgt. In einem noch weit breiteren sind die älteren konglomerierten Schotter eingebettet. Zwischen beiden Schotterfeldern liegt eine bedeutende Grundmoränendecke. Unterhalb dieser Terrassen sind die höher gelegenen älteren Schuttmassen von der Ache entfernt.

Nach dem breiten Felstor zwischen Arn- und Gerenspitzen schiebt der mächtige Schuttkegel des Puitenbaches die Ache ganz an die jenseitigen Felsen. Über diesem Schuttkegel erhebt sich eine steile über 300 *m* hohe, aus losem Schutt und Blockwerk errichtete Talstufe, welche oben den flacheren Puitenanger trägt. Diesem lagern im Hintergrunde des Tales mächtige, aus Wettersteinkalkblöcken erbaute Längs- und Querwälle eines Lokalgletschers auf.

Zwischen dem Schuttkegel des Puiten- und Berglenbaches breitet sich an der Nordseite der Ache ein Hügelland aus. Nach den recht spärlichen Aufschlüssen herrschen im westlichen Teile Inntaler Grundmoränen vor. An den Seiten des jungen Schuttkegels des Berglenbaches stehen verkalkte Reste eines höheren älteren Schuttkegels an. Gegenüber von Lochlehen schneidet die Ache an der Südseite einen Streifen von typischer Inntaler Grundmoräne an, welche scheinbar einem tieferen Tale eingelagert wurde. Diese Grundmoräne ist von einem mächtigen Schuttkegel überschüttet, welcher in einer Runse der Arnspitze (2197 *m*) seinen Ausgang nimmt.

Dieser Schuttkegel trägt bis zu seiner Spitze bei 1300 *m* viele zentralalpine Gerölle. Ein älterer verkalkter Schuttkegel ist in der tiefen Runse an der Ostseite bis gegen 1600 *m* Höhe erhalten. Es ist eine aus Wettersteinkalktrümmern gebildete Breccie, welche den jüngeren Schuttkegel unterteuft und bedeutend höher an dem steilen Gehänge emporreicht. Ihr Verhältnis zu der Inntaler Grundmoräne an der Ache ist nicht offenbar. Gegenüber von diesem Schuttkegel lagert auf der Nordseite das grobe Blockwerk eines kleinen Bergsturzes.

Von hier treffen wir talabwärts nur mehr kleine Schuttkegel an den Seiten des flachen Talbodens.

Das Tal verengt sich nunmehr und bei der Brücke (1022 *m*) unterhalb der Schanze hebt sich eine abgeglättete Schwelle von Wettersteinkalk aus dem Schuttboden des Tales hervor. Sofort schneidet die Ache eine Klamm in die Felsen, welche sie erst in der Tiefe des Isartales bei 924 *m* wieder verläßt. Hier beträgt das Gefälle der Ache längs einer Strecke von etwa $1^1/_3$ *km* 100 *m*, während wir von den „Öfen“ bis zur Leutaschklamm auf etwa 12 *km* nur über 150 *m* antreffen.

Der Felsriegel von Wettersteinkalk, welchen hier die Klamm durchbricht, zeigt zu beiden Seiten über der Schlucht verlassene Felsfurchen, in denen zahlreiche zentralalpine Gerölle lagern. Besonders deutlich tritt diese Erscheinung an der Nordseite hervor, wo der Felskopf des Burgbergl (972 *m*) durch eine tiefe Rinne vom Burgberg abgetrennt wird.

Betrachten wir die Bergkämme näher, welche von beiden Seiten zu dieser Felsschwelle herabsinken, so werden wir von der Ähnlichkeit ihrer Formen überrascht. Im Norden haben wir den schroffen Gipfel der Wettersteinspitze (2152 *m*), im Süden jenen der Arnspitze (2197 *m*). Beide zeigen mit ihren zerrissenen, zackigen Gipfelweisen, daß sie reine Verwitterungsformen sind. Das gilt jedoch nur an jenen Graten, welche über 2000 *m* emporsteigen.

Die tieferen Kämme sind sämtlich ganz auffallend abgerundet und bucklig. Von beiden Seiten steigen gegen die Felsschwelle leichtgewellte, kuppelige Höhen hernieder, wobei zu beachten ist, daß jene der Nordseite sich rascher absenken. Zentralalpine Gesteine sind im Süden auf den Höhen des Schartenkopfes (1619 *m*), im Norden auf jenen des Grünkopfes (1589 *m*) nicht selten zu finden. Beide Höhen sind reich durch Felswannen und Furchen zergliedert, welche sich vorzüglich zur Aufbewahrung der hinterlassenen Findlinge eignen.

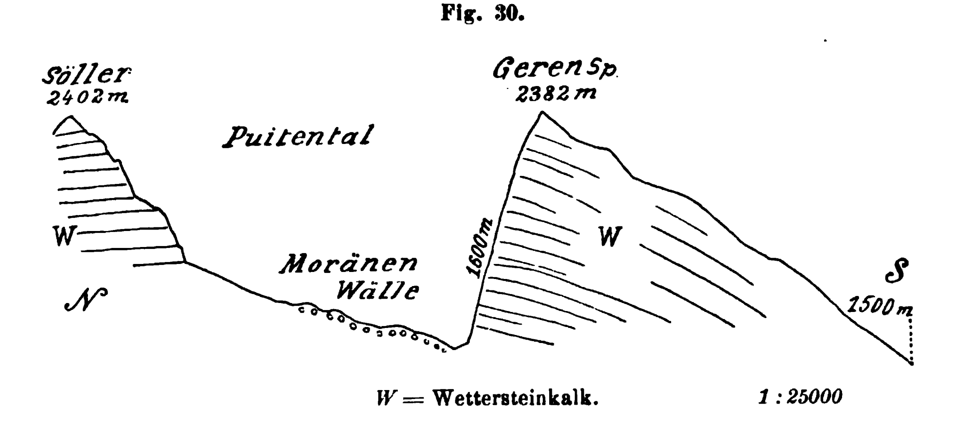
Wenn wir nach diesen Angaben den Tallauf der Leutascher Ache beurteilen, so tritt die glaziale Mitarbeit deutlich hervor. Die Ache ist nunmehr bemüht, die großen Ungleichheiten ihrer Bahn im oberen Teile durch Einschütten, im unteren durch Tieferschneiden der Klamm zu verringern. Das Konglomerat bei den „Öfen“ deutet auf eine noch größere Ungleichheit des Tallaufes zur Zeit seiner Bildung. Es ist sehr wahrscheinlich, daß wir es im Bereiche der Leutaschniederung mit glazialen Felsbecken zu tun haben, welche erst durch Aufschüttungen der Ache eingeebnet wurden.

Die Vorberge des südlichen Wettersteinkammes.

(Fig. 30—38.)

Die unmittelbare Fortsetzung des Kammes der Arnspitzen bildet jenseits der Leutascher Ache der Kamm der Gerenspitzen, welcher im engsten Zusammenhange mit einer Reihe von Felsköpfen entlang

Fig. 30.



W = Wettersteinkalk. *1 : 25000*

dem Südabfalle des Wettersteingebirges ein eigenartiges Vorgebirge schafft. Es ist unschwer zu erkennen und auch schon mehrfach hervorgehoben worden, daß wir hierin den Nordflügel der Gaistalmulde vorliegen haben. Von dem südlichen Wettersteinkamme wird dieses Vorgebirge, das mit den Gerenspitzen (2382 *m*) seine größte Höhe erreicht, durch eine Zone von meist enggefalteten jüngeren Schichten wesentlich geschieden. Der Kamm der Gerenspitzen (Fig. 30 – 33) stellt einen mächtigen Klotz von Wettersteinkalk dar, der im größeren östlichen Teile einen sehr einfachen Bau besitzt. Unter den flach südfallenden Wettersteinkalkplatten, welche im Norden eine herrliche pralle Wand von 600 *m* Höhe bilden, treten an der Ostseite noch Muschelkalkschichten hervor. Unter diesen streichen in der Schlucht des Puitenbaches flach gelagerte, grüngraue Neokommergel heraus, welche höher oben dann von den gewaltigen Schuttmassen der Puitentalstufe verhüllt werden. An der Südseite der Gerenspitzen haben wir in den unteren Abhängen stark zertrümmerten Hauptdolomit, welcher jedoch ohne Zwischenlage von Raibler Schichten an den Wettersteinkalk

Fig. 31.

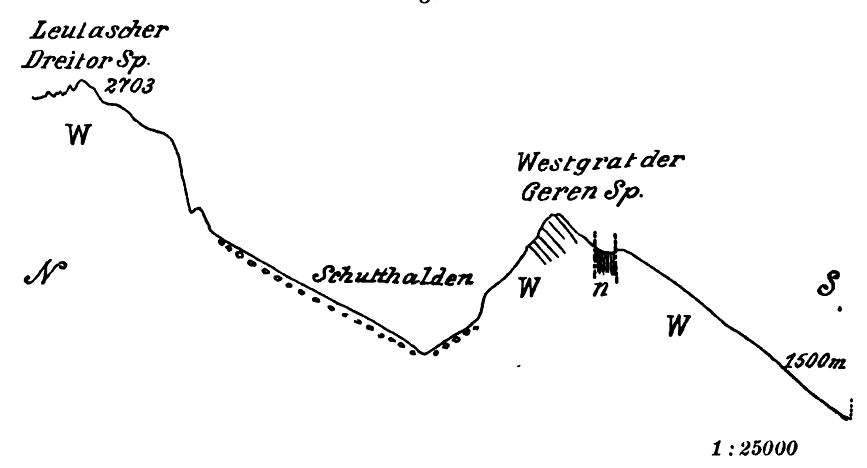


Fig. 32.

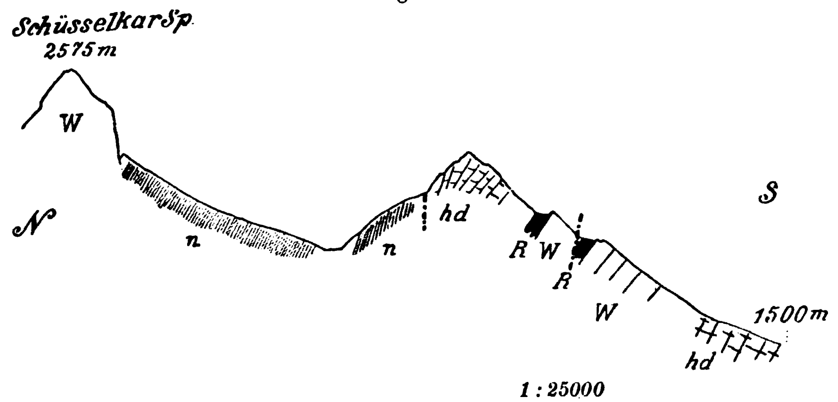
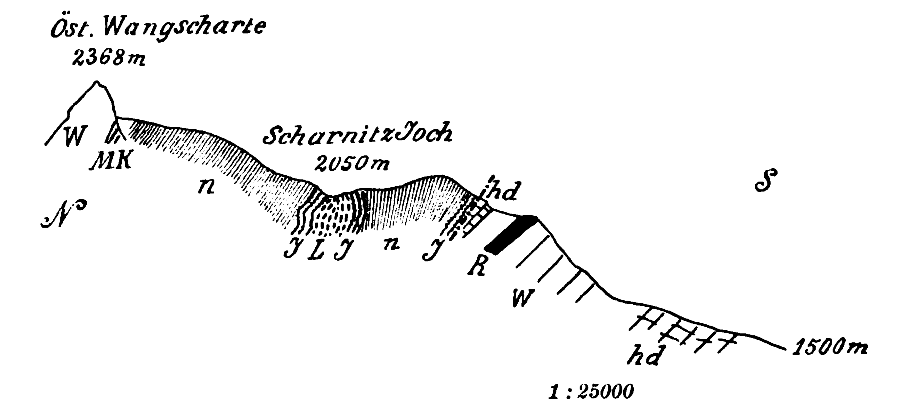
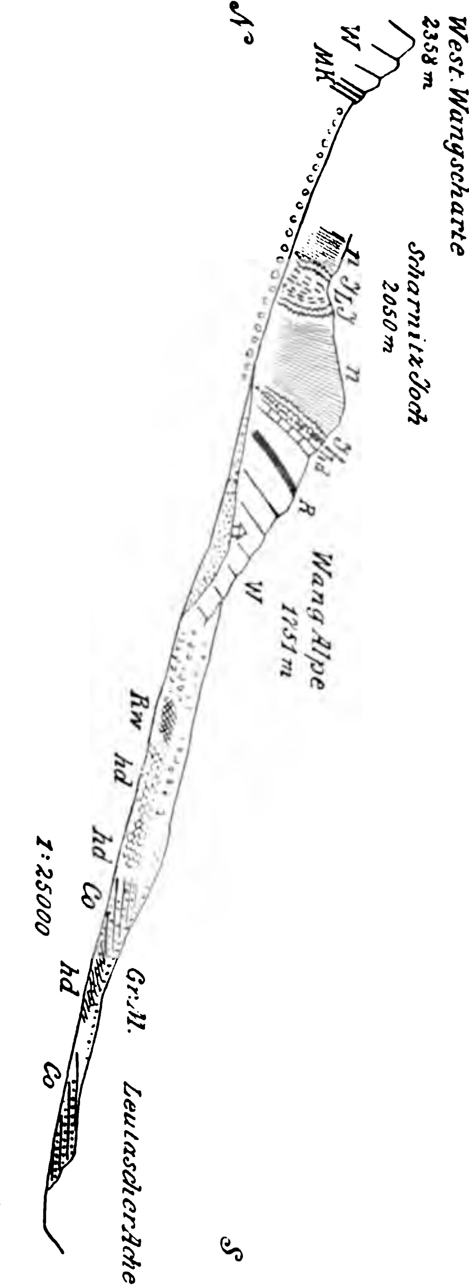


Fig. 33.



MK = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten.
hd = Hauptdolomit. — *L* = Lias. — *J* = oberer Jura. — *n* = Neokom.

Fig. 34.



MK = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *Rw* = Rauchwacke. — *hd* = Hauptdolomit.
L = Lias. — *J* = oberer Jura. — *n* = Neokom. — *Co* = Konglomerat. — *Gr.M.* = Grundmoräne.

stößt. Stellenweise wie am Klammbach sind in den Dolomit Rauchwacken eingeschaltet.

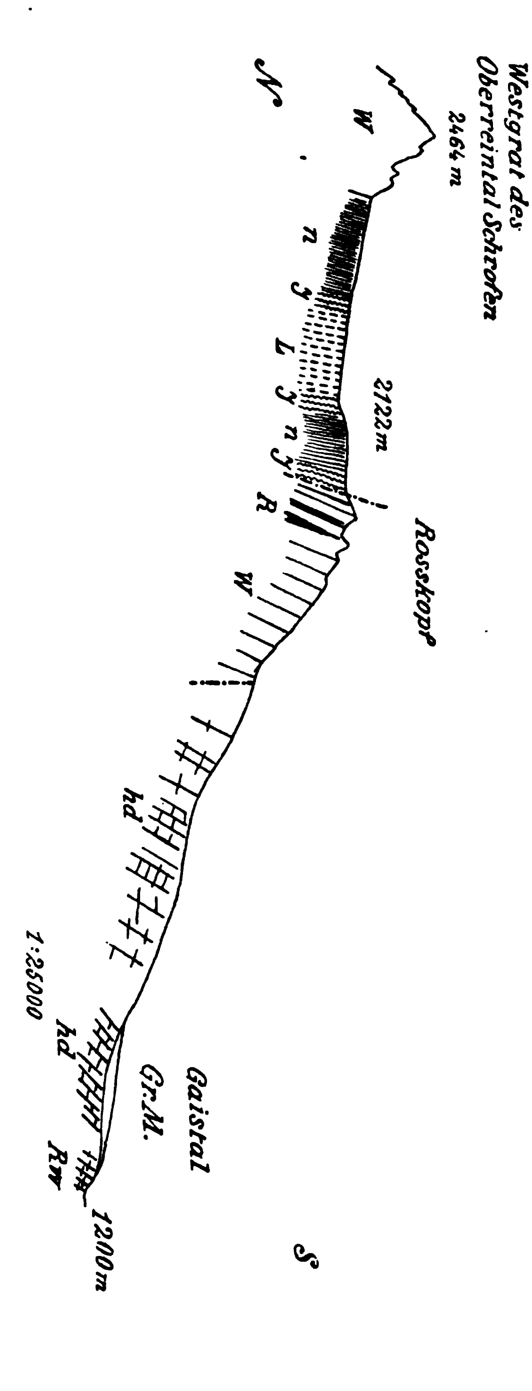
Während der östliche Teil solchermaßen auch in seinem Bau als Fortsetzung der Arnspitzen erscheint, ist der westliche viel reicher tektonisch gegliedert. Die Wettersteinkalkplatten fallen hier entgegengesetzt gegen Norden und sie erscheinen von Raibler Schichten bedeckt.

Der plötzliche Umschwung im Aufbau der Gerenspitzen wird durch Verwerfungen geleitet. An der Nordwestseite des Gratkopfes (Punkt 2276) sehen wir eine schräge Rutschfläche den Wettersteinkalk abschneiden. Neokommergel sind an diese Fläche angepreßt und ziehen von Norden zum Grat empor. An der Südseite dieses Felskopfes liegt ein Streifen solcher Neokommergel zwischen Wettersteinkalkschollen völlig eingeklemmt. Westlich von dieser Störungszone hält nordfallender Hauptdolomit den Kamm bei Punkt 2227 *m* besetzt. Unter diesem Hauptdolomit streichen im südlichen Gehänge Rauchwacken, Kalke, Sandsteine und Mergel aus, welche hellem Wettersteinkalk unmittelbar auflagern. Dieser ganze Zug, welcher gegen Südosten streicht, ist von mehreren Querverwerfungen ungleich gegen Norden vorgeschoben, was man an den Zügen der Raibler Schichten klar erkennen kann. Außer diesen Querverwerfungen macht sich noch ein Längsbruch geltend, so daß die Raibler Zone streckenweise verdoppelt zum Ausstrich gelangt. Das Scharnitztal (Fig. 34) (Klammbach) verhüllt mit der großen Schuttstufe der Wangalpe (1751 *m*) den unmittelbaren Zusammenhang der Gerenspitzen mit dem westlich benachbarten Roßberg (2090 *m*) (Roßkopf, Fig. 35). Dieser Felskopf zeigt wieder am Abhang gegen das Gaistal Hauptdolomit und gleich darüber hellweißlichen Wettersteinkalk, der aber meist sehr steile Stellungen aufweist. Im Norden ist eine Zone von Raibler Schichten vorgelagert, an welcher man recht deutlich wieder mehrere Querverwerfungen und Verschiebungen beobachten kann.

Bemerkenswert ist, daß sich an der Westseite des Roßberges zwischen Raibler Schichten und der jungen Schichtzone ein schmaler Streifen von Kössener Kalken und Mergeln einschiebt, welcher gegen Westen mehrfach an derselben tektonischen Stelle wieder erscheint. Der nächste Vorkopf (Schönberg 2040 *m*, Fig. 36) ist sehr mannigfaltig zusammengesetzt. An seinen steilstehenden Wettersteinkalk lagern im Norden Raibler Schichten, eine Scholle von Hauptdolomit und ein Streifen von Kössener Schichten. Querverschiebungen in mehr nordöstlicher Richtung zerstückeln die Schichtzüge.

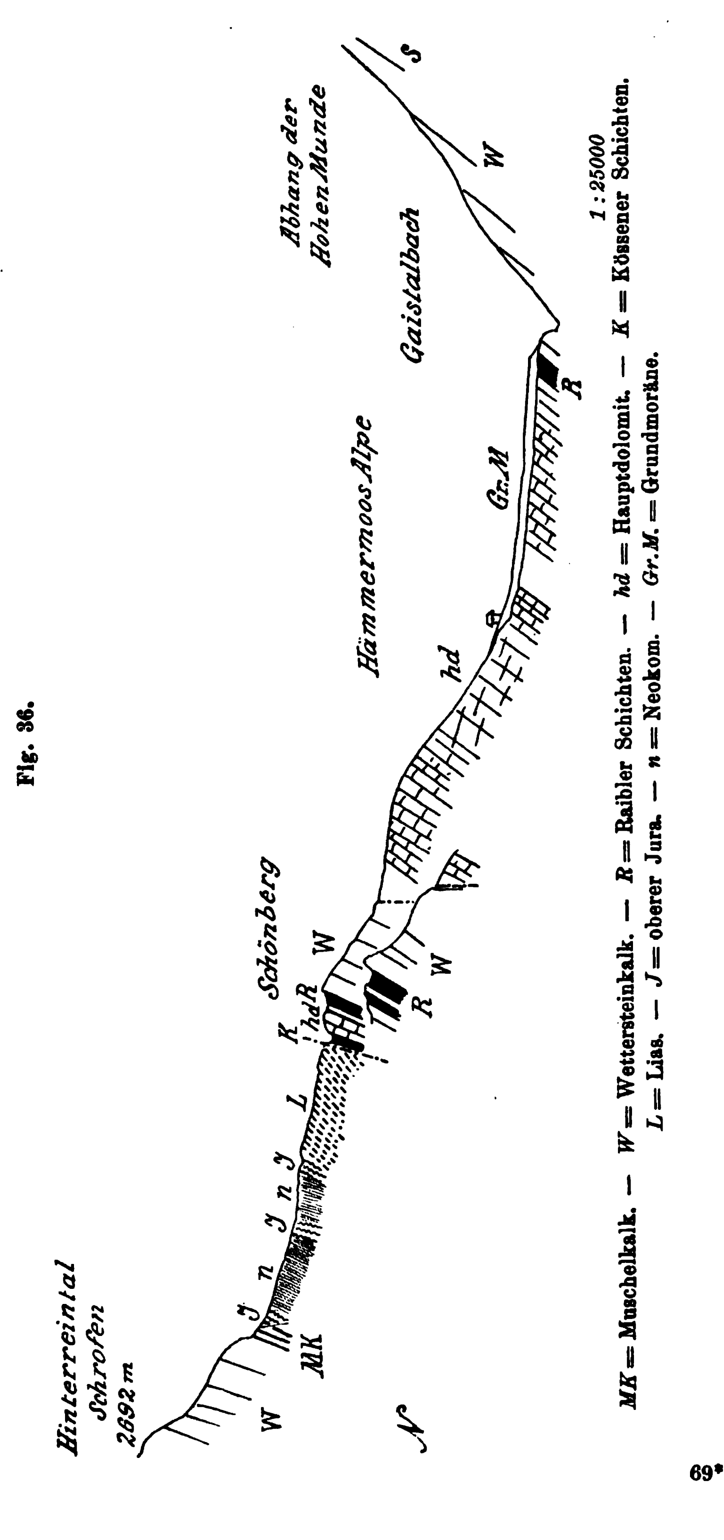
An der Westseite sind die Raibler Schichten mit Sandsteinen, Mergeln, Oolithen, Kalken und Rauchwacken deutlich erschlossen. Mit einer beträchtlichen Vorschiebung gegen Norden setzt jenseits des Leitenbaches wieder der Raibler Zug hinter den Wettersteinkalkplatten des Predigstein (2141 *m*, Fig. 37) ein. Entlang mehrerer gegen Nordost zielender Schubflächen sind die Schichtmassen in einzelnen Schollen verschieden weit gegen die Zone der jungen Schichten vorgestoßen. Während noch im Süden des Schönberges der Nollenkopf eine Vorlage von Hauptdolomit darstellt, begegnen wir unterhalb des Wettersteinkalkes des Predigsteines nur einzelnen Schollen von Raibler Kalken und Rauchwacken, seltener von Sandsteinen und

Fig. 35.



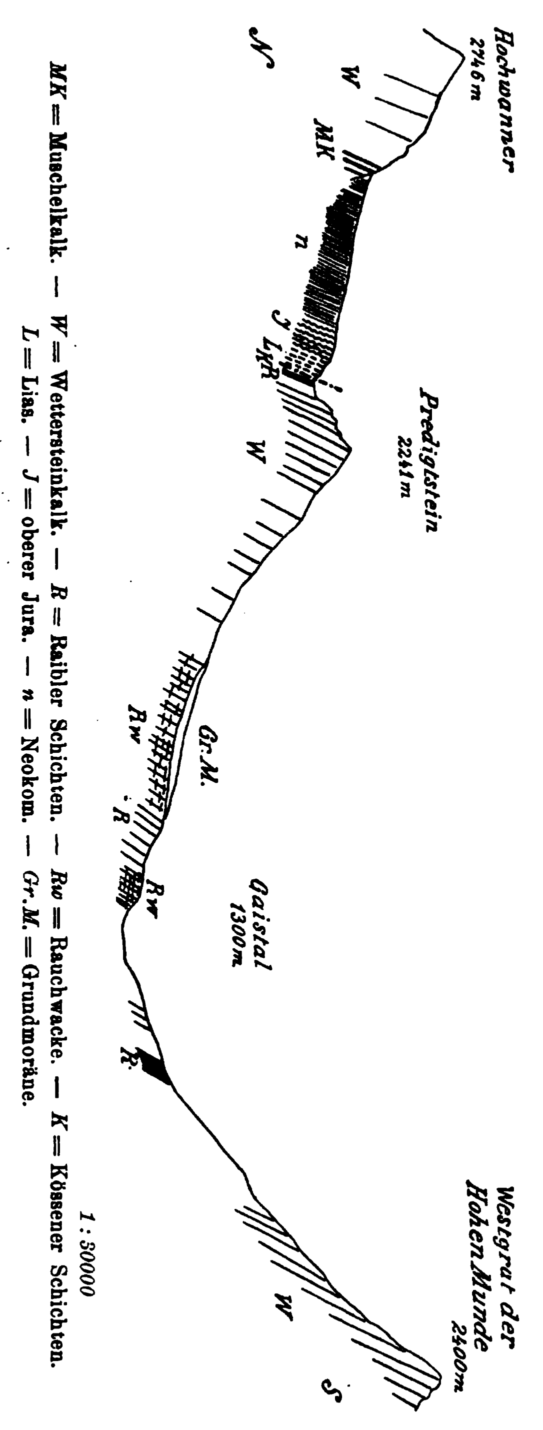
W = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *Rw* = Rauchwacken. — *hd* = Hauptdolomit. — *L* = Lias. — *J* = oberer Jura.
n = Neokom. — *Gr.M.* = Grundmoräne.

Fig. 36.



MK = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *hd* = Hauptdolomit. — *K* = Kössener Schichten.
L = Lias. — *J* = oberer Jura. — *n* = Neokom. — *Gr.M.* = Grundmoräne.

Fig. 37.



MK = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *Rw* = Rauchwacke. — *K* = Kössener Schichten.
L = Lias. — *J* = oberer Jura. — *n* = Neokom. — *Gr.M.* = Grundmoräne.

Mergeln, deren gegenseitiges Verhältnis bei den spärlichen und seichten Aufschlüssen nicht sicher festzustellen ist. An der Westseite des Predigstein ist über den Raibler Schichten wieder ein schmaler Zug von Kössener Schichten vorhanden.

Der Vorkopf des Mitterjöchls zeigt wieder anliegend an steile Wettersteinkalkplatten Raibler Zonen und dahinter Fetzen von Kössener Schichten. Beim „Steinernen Hüttl" haben wir eine kleine Scholle von Hauptdolomit über den Raibler Schichten.

Ausgezeichnet erschlossen sind die hangenden Raibler Schichten an der Nordseite der nächsten Vorköpfe (Haberlenz 2205 *m*, Hochwannerkopf 2230 *m*). Der Vorschub der einzelnen saiger aufgerichteten Schichtschollen in nordöstlicher Richtung ist scharf ausgedrückt. An der Westseite des Hochwannerkopfes haben wir nördlich der Raibler Zone wieder eine Lage von Kössener Schichten. Der Wettersteinkalk ist hier, wie meistens an diesen Vorbergen, ganz hellweißlich, manchmal gelblich, oft zuckerig kristallin und wohlgeschichtet. Darauf lagern 8—10 *m* braune Sandsteine mit Kohlenrestchen. Über diesen folgen braun anwitternde Kalke mit Versteinerungsresten und mangelhaft erschlossene Rauchwacken. Daran ist eine etwa 25 *m* mächtige Lage von gutgeschichtetem, bituminösem, hellgrauem Kalk, dann dünnschichtige Kalke mit wulstigen Schichtflächen, unten von lichter, oben dunkelgrauer Farbe angelagert. Ein rötlich anwitternder, sehr zerdrückter Dolomit, welcher im frischen Bruch lichtgrau gefärbt ist, schließt diese Folge gegen die schlecht erschlossenen Kössener Schichten ab.

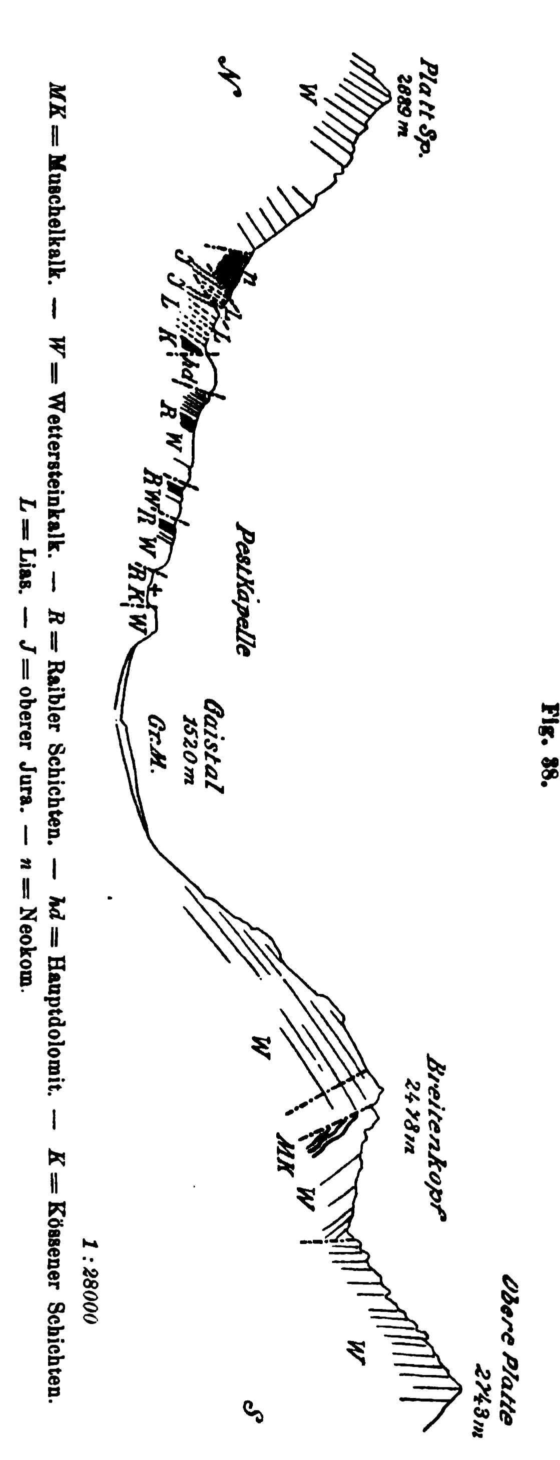
Westlich des Hochwannerkopfes erhebt sich noch ein gleichartiger Vorberg, der Felskopf (Punkt 2123 *m*). Auch hier haben wir nahezu saiger stehenden Wettersteinkalk mit Raibler Schichten und einer schmalen Zone von Kössener Schichten.

An seiner Westseite finden wir noch stark gegen Südwest zurücktretende Schollen von Raibler Schichten. Weiter westlich ist eine breite Schuttfläche, welche von den Gatterlköpfen bis zur Feldernalpe hinab alles verhüllt.

Entlang der Westflanke des Punktes 2123 *m* läuft allem Anscheine nach eine bedeutende, gegen Nordost gerichtete Querverschiebung. Infolge dieser Verschiebung treffen wir einerseits die westliche Fortsetzung des Wettersteinkalkzuges erst beträchtlich südlicher in der Umgebung der Pestkapelle, anderseits erscheint die Zone der nördlichen jungen Schichten entsprechend stark gegen Norden vorgepreßt. Diese Erscheinung ist sehr auffallend, da nördlich von Punkt 2123 *m* der Wettersteinkalk des Wettersteinkammes ganz nahe mit dem der südlichen Vorberge zusammenkommt. Infolge dieses Vorschubes ist in der Umgebung des Zugspitzgatterl (2024 *m*) in dem südlichen hohen Wettersteinkamm eine breite tiefe Lücke entstanden, in welcher die jungen Schichten hineingepreßt liegen. So schafft diese Querverschiebung einen verhältnismäßig niedrigen Übergang über diese sonst äußerst schroff aufgeworfene Felsmauer.

Südlich vom Haberlenz (2205 *m*) tritt am Abfall gegen das Gaistal eine Scholle von Hauptdolomit, darunter Rauchwacken und Kalke der Raibler Schichten auf. Südlich des Hochwannerkopfes finden wir

Fig. 38.



MK = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *hd* = Hauptdolomit. — *K* = Kössener Schichten.
L = Lias. — *J* = oberer Jura. — *n* = Neokom.

eine Zone von Raibler Schichten, und tiefer einen schmalen Streifen von hellem Wettersteinkalk. Im Südabfall von Punkt 2123 *m* begegnen wir in dem Graben, dem entlang der Steig zum Zugspitzgatterl hinaufzieht, zusammengewürfelten Schollen von Kössener Schichten, Lias und Neokom. Im weiter westlich eingetieften Graben haben wir Reste von Raibler, Kössener und Neokomschichten. Dieselben Gesteine sind in kleinen Aufrissen in dem Graben neben der Feldernalpe erschlossen.

Westlich der Feldernalpe setzt wieder ein geschlossener Wall von hellem Wettersteinkalk ein, dessen Verhältnis zum Mieminger Gewölbe bereits als angegliederte Mulde gekennzeichnet wurde. Wir haben hier die hochgehobene Unterlage der Gaistalmulde vor uns.

Nördlich von dieser deutlichen einfachen Mulde aus Wettersteinkalk begegnen wir nordöstlich von der Pestkapelle (Fig. 38) einer mehrfachen Wiederholung von schmalen Schichtzügen von Raibler Sandsteinen und hellen, weißlichen Kalken, welche vom benachbarten Wettersteinkalk nicht zu unterscheiden sind. Rechnen wir auch den großen südlichen Wettersteinkalkwall, so haben wir viermal helle Kalke und Sandsteinzüge in Staffeln hintereinander.

Die darüber aufragenden Issentalköpfeln (1885—1933 *m*) bestehen aus Kalken der Raibler Schichten und stark zertrümmertem Hauptdolomit, welchem im Norden ein Streifen von Kössener Schichten angelagert ist. An ihrer Westseite gegen die Ehrwalder Alpe (1493 *m*) ist ein ungenau nordsüdlich streichender Streifen von Kössener Schichten, Oberem Jura und Neokom angeworfen. In nächster Nähe der Pestkapelle stoßen Raibler Schichten, Hauptdolomit, Kössener Schichten und Neokom zusammen. In dieser heftig bis ins kleinste gestörten Bergmasse ist natürlich eine Erklärung für alle einzelnen kleinen Schichtschollen und ihre gegenseitige Beziehung ohne weitere, äußerst umfangreiche Untersuchungen nicht möglich. Die Erscheinungen, welche wir hier entlang der Vorberge des südlichen Wettersteinkammes in zahlreichen Fällen wiederkehren sehen, entspringen aus einer heftigen Pressung der festeren Gesteinsmassen gegen die weiche, nachgiebige Vorlage der jungen Schichten. Dies spricht sich in großartiger Weise in den vielen kleineren und größeren, meist gegen Nordosten zielenden Sprüngen aus, denen entlang die festeren Schichtmassen ruckweise und ungleich vorgestoßen erscheinen. Die scharfe und konkordante Schichtgrenze zwischen dem hellen Wettersteinkalke und den dunklen Sandsteinen und Mergeln der Raibler Schichten läßt diese Verschiebungen besonders klar hervortreten.

Die Zone der jungen Schichten und der südliche Wettersteinkamm.

(Fig. 39—41.)

Die Zone junger Schichten, welche am Südabfall des Wettersteingebirges hinstreicht, tritt schon landschaftlich zwischen den kahlfelsigen Vorbergen und der gewaltigen, schroff gebrochenen Mauer des Hauptkammes als ein freundlicher Verband von begrünten Jöchern und Alpenmulden klar hervor.

Wir haben als Fortsetzung der jungen Schichtzone unter der Karwendelüberschiebung den kleinen Einschluß von oberjurassischen Gesteinen im Norden des Arntalkopfes erkannt. Im Norden der Arnspitze (2197 *m*) zeigt der Kamm gegen die Leutaschklamm unter dem flach südfallenden oberen Wettersteinkalke eine mächtige Folge von Muschelkalk. Unter dieser tritt neuerdings Wettersteinkalk hervor, den an der Ostseite des Schartenkopfes ein flaches Gewölbe von Muschelkalk unterlagert. Im Zusammenhange mit der auf der gegenüberliegenden Talseite so klar erschlossenen Karwendelüberschiebung deuten wir auch im Norden der Arnspitze diese Verhältnisse als den Ausdruck einer Überschiebung, welche unmittelbar an jene des Karwendelgebirges anzuschließen ist. Das Leutaschtal scheidet den Arnspitzenkamm vom Wettersteingebirge. Der Kamm des Wettersteingebirges ist eine unmittelbare Fortsetzung des Wettersteinkalkzuges des Schartenkopfes. Das Liegende bildet eine mächtige Serie von Muschelkalkgesteinen, welche wieder tektonisch jenem Muschelkalkgewölbe an der Ostseite des Schartenkopfes entsprechen. Während also am Nordwestkamm der Arnspitze noch die Überschiebungsdecke auf den nördlichen Wettersteinkalkzug wie im angrenzenden Karwendel übertritt, trennt weiterhin das untere Leutaschtal diese tektonischen Glieder voneinander.

Eine Zwischenlage von jüngeren Schichten ist hier bis an die Ostseite des Ofelekopfes (2490 *m*) nicht zu entdecken. Dieser kühn aufstrebende doppeltürmige Felsgipfel besteht aus flachgelagerten nordfälligem Wettersteinkalk, welcher einem Sockel von Muschelkalk aufruht, der den Berg an der Ost- und Südseite umsäumt. An der Ostseite springt nun in den unteren Felsbau eine auffallende tiefe Ecke ein, aus der sich ein von dem höheren Schluchtwerk genährter Schuttkegel herausergießt. Steigt man in den Hintergrund dieser Felsecke empor, so ist man erstaunt, graue, heftig zerknitterte Mergelkalke des oberen Jura dort hineingepreßt zu finden. Diese Gesteine sind sowohl südlich als auch nördlich des Schuttkegels entblößt und dürften wahrscheinlich eine zusammenhängende Lage darstellen. Der nördliche Teil dieser Gesteine streicht entlang der Muschelkalkschwelle des Bergltales bis unter den Weg in dieses Tal herab. Hier am Wege bricht eine Quelle aus den saiger stehenden oberjurassischen Schichten hervor.

An der Südseite des Ofelekopfes beginnt dann die geschlossene Einlagerung von jüngeren Schichten, welche sich bis in das Becken von Ehrwald erstreckt. Zwischen den schroffen Abbrüchen des Ofelekopfes und der Gerenspitzen steigt das Puitental gegen Westen empor und seine mächtigen Schuttmassen verhüllen großenteils die unterliegenden Schichten. Nur an den Seiten der großen Schuttstufe und des Schuttkegels sehen wir am Südfuße des Ofelekopfes und am Nordostsaume der Gerenspitzen flachgelagerte, grüngraue Neokommergel erschlossen. Sie bilden eine trompetenförmige, gegen Osten erweiterte Einlagerung, wobei die tiefsten Aufschlüsse am weitesten gegen Süden und Norden zurückgreifen. Haben wir die steile Schuttstufe erstiegen, so gewahren wir die volle Talbreite von einer Wand zur anderen von Schutt erfüllt. Im mittleren Talgrunde reihen sich

längsgestreckte und quergebogene Moränenwälle aus grobem Blockwerk von Wettersteinkalk aneinander. Entlang den Seitenhängen breiten sich mächtige frische Schuttfelder nieder. Im Süden des Ofelekopfes ist in der tiefen Schlucht, an welcher östlich die Neokomaufschlüsse beginnen, eine verkalkte Gehängebreccie aus Wettersteinkalk entblößt.

Das von Moränenwällen dicht besetzte Gebiet reicht im Puitental von ungefähr 1500—1800 *m* Höhe empor. Noch höher findet sich im Südosten des Scharnitzjoches bei 2000 *m* ein kleiner Ringwall. Steigt man entlang der Nordgrenze der Blockmoränen vom Puitenanger aufwärts, so begegnet man bis zu 1750 *m* Höhe kleineren zentralalpinen Findlingen (eckige Gesteinstrümmer). Diese Erscheinung wird um so auffallender, wenn wir bedenken, daß diese Findlinge zwischen dem nördlichsten Moränenwalle (1769 *m*) und den Schuttfeldern der Leutascher Dreitorspitze erhalten blieben. Weiter talaufwärts fehlen zentralalpine Gesteine in diesem Tale. Oberhalb der großen Blockmoränen hebt sich wieder das Grundgebirge hervor und wir erkennen eine mächtige, von tiefen Runsen zerfurchte Einlagerung von Neokommergeln, welche die Gehänge nördlich vom Scharnitzjoch (Karljoch 2050 *m*) bis zu den gewaltigen Wänden der Schüsselkarspitze aufbaut. Am Fuße dieser Wand treten oberjurassische Hornsteinkalke in sehr geringer Mächtigkeit hervor. Während nun aber am Ofelekopf und an der Leutascher Dreitorspitze flach nordfallende Muschelkalk- und Wettersteinkalkschichten die hohe Begrenzungswand der jungen Schichten aufbauen, zeigt dieselbe vom Scharnitzjoch an bis gegen den Westabbruch des Wettersteingebirges sehr steile, oft saigere Schichtstellungen. Dieser Übergang zu steilerer Aufrichtung fällt zusammen mit dem Wechsel der Fallrichtung im westlichen Abschnitte der Gerenspitzen.

Die Neokomschichten umsäumen vom Puitental bis an die Westseite des Wettersteines fast ununterbrochen den Fuß der nördlichen Felsmauern, wobei an ihrem obersten Ausstrich schmale Lagen von Hornsteinschichten mehrfach angegliedert erscheinen. Während so die nördliche Grenze der jungen Einlagerungen verhältnismäßig gleichartig gebaut ist, zeigt die mittlere Zone und besonders die Südgrenze weit reichere Unregelmäßigkeiten.

Am Scharnitzjoch treffen wir unter den Neokommergeln einen kleinen engen Sattel aus Hornsteinschichten und liassischen Fleckenmergeln. Die Fleckenmergel vertreten den mittleren und oberen Lias. Auch im Süden vervollständigt ein Streifen von Neokommergeln diesen Sattel. Ein Zug von Hornsteinschichten trennt diesen Neokomstreifen vom Kamme der Gerenspitzen ab.

Wollen wir annehmen, daß auch weiter östlich im Puitentale dieselbe Bauformel für die jungen Schichten besteht, so ist es nur bei einer bedeutenden Senkung der Sattelachse denkbar. Das Tal der Wangalpe, welches im Hintergrunde von Blockwerk und Schuttfeldern der Scharnitzspitze und des Hinterreintalschrofens ganz erfüllt ist, trennt die Aufschlüsse des Scharnitzjoches von jenen im Norden des Roßkopfes. Die Wangalpe (1761 *m*) liegt auf einer bedeutenden Schuttstufe, welche gegen Süden frei abbricht. Bemerkenswert ist, daß sich in dieser Schuttstufe zentralalpine Geschiebe finden.

Die Aufschlüsse im Westen des Tales der Wangalpe zeigen noch keine wesentlichen Änderungen im Aufbaue. Der Sattel des Scharnitzjoches setzt sich hier fort, nur stehen die Schichtglieder parallel und saiger, während dort Überkippung gegen Süden herrscht. Die drei Züge von roten Hornsteinkalken sind deutlich bemerkbar. An der Nordwestseite des Roßkopfes aber schrägen die südlichen Schichtglieder bis zu den Fleckenmergeln ab, welche dafür eine beträchliche Mächtigkeit erlangen. Von den Nordwesthängen des Roßkopfes bis zum „Steinernen Hüttl" grenzen hier die liassischen Fleckenmergel im Süden an den Kössener Streifen im Norden der Vorberge. An dem Kamm, der vom Schönberg gegen die Wand des Hinterreintalschrofens emporsteigt, begegnen wir über den Fleckenmergeln einer Einschaltung von Hornsteinschichten in die Neokommergel.

Westlich von der Rotmoosalpe verschmälert sich der Zug der liassischen Fleckenmergel ganz außerordentlich, wogegen sich der Bereich der Neokommergel stark verbreitert. Auch hier stoßen im Süden die Fleckenmergel, wo der Zusammenhang enthüllt ist, an einen Streifen von Kössener Schichten.

In dem Kar, das nordwestlich von der Rotmoosalpe 1835 *m* unter den Wänden des Hochwanners liegt, sind zwei Moränenbögen bei 1900 und 2000 *m* Höhe erhalten.

Von dem Graben zwischen Predigstein und Mitterjöchl westwärts treten unter den Fleckenmergeln auch rote, manchmal tonige oder mergelige Knollenkalke des unteren Lias zutage.

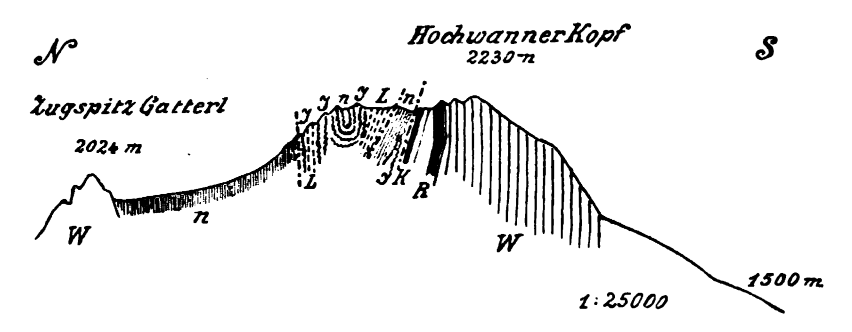
Nördlich von Predigstein und Mitterjöchl ist dem breiten Neokomgürtel eine Zone von Hornsteinschichten eingefügt.

Von der Gegend des „Steinernen Hüttl" bis zum Feldernjöchl und Zugspitzgatterl begegnen wir im Norden einer hoch emporgepreßten Neokommasse, welche sogar einen selbständigen Gipfel, den Hohen Kamm (2357 *m*), zu bilden vermag. Auch hier erscheinen zwischen Neokom und Muschelkalk des Kleinen Wanners (2538 *m*) Lagen von Hornsteinschichten eingeschaltet. Südlich des mächtigen Neokomzuges stellen sich mehrfach hintereinander Zonen von oberjurassischen Kalken, Hornsteinschichten und von liassischen Fleckenmergeln sowie ein Neokomstreifen ein. Verfolgt man diese Zonen bis zum Abfalle gegen das Feldernjöchl (Fig. 39), so erkennt man hier einen engen, ans nördliche Neokom angepreßten Sattel, welchem eine hochgehobene Mulde mit einem Neokomkern unmittelbar angegliedert erscheint. Diese Schichtzusammenstellung läßt sich bis in die Gegend des „Steinernen Hüttl" ziemlich deutlich wahrnehmen. Wo sich der Südgrat des „Hohen Kammes" an die südlichen Vorberge anschließt, sind alle Zonen enger zusammengefaßt, wogegen sie sich zu beiden Seiten in den abfallenden Gehängen verbreitern. An der Nordflanke des Hochwannerkopfes ist diesen tektonischen Teilen noch ein schmaler Sattel aus Schichten des oberen Jura und Neokom angeschmiegt. Im westlichen Abschnitte nehmen diese Schichtzonen sehr steile, im östlichen gegen Süden überkippte Stellungen ein. Diese ganze enggefaltete Schichtgruppe im Westen des „Steinernen Hüttls" ist samt den Vorbergen gegen Norden vorgedrängt. Auch der Kamm des Wettersteingebirges ist von diesem Vorschube betroffen.



Eine bedeutende, nordöstlich streichende Störungszone, welche vom Zugspitzgatterl entlang dem Abbruche der Gatterlköpfe gegen die Feldernalpe zielt, bildet für die eben geschilderte Schichtgruppe in der Umgebung des „Hohen Kammes“ die Westgrenze. Bei Punkt 2123 *m* südwestlich vom Feldernjöchl haben wir zwischen dem Zuge der Vorberge und dem Wettersteinkamme nur eine ganz schmale Zone von Neokom und oberjurassischen Schichten, die an Kössener Schichten stoßen. Weiter westlich verhüllen breite Schutthalden weithin den Fuß der mächtig erhobenen Felsmauern. An einigen Stellen treten Neokommergel zutage. Erst nördlich von den Issentalköpfeln finden wir am Fuße der Plattspitzen (Wetterspitzen) (2689 m) einen Neokomstreifen, der von einem doppelten Keile aus Schichten des oberen Jura und Lias unterteuft wird. An der unteren Liasscholle sind rote Liaskalke beteiligt. Noch gewaltigere Ausmaße gewinnen die Schutthalden westlich von den Issentalköpfeln bis zu dem pracht-

Fig. 39.



W = Wettersteinkalk. — *R* = Raibler Schichten. — *K* = Kössener Schichten. *L* = Lias. — *J* = oberer Jura. — *n* = Neokom.

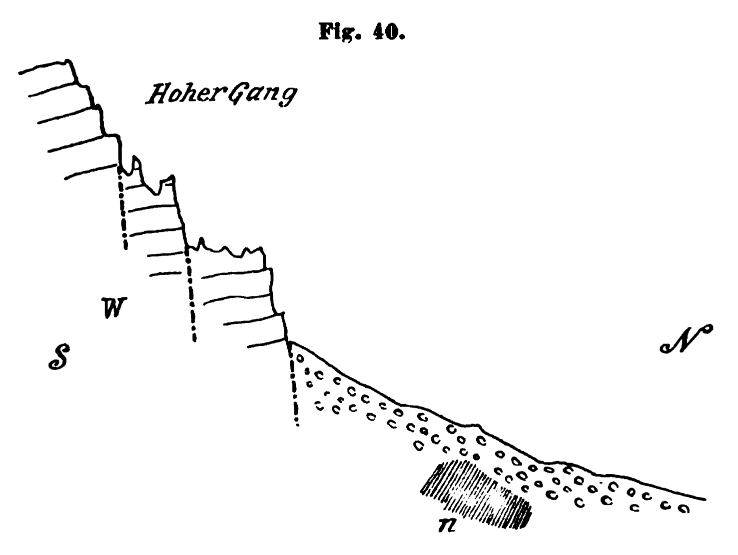
vollen Felsbaue des Wetterschrofens. Im Bereiche dieser Halden schauen nur ein paar Zipfeln von Neokommergeln hervor. Unter den Halden aber treten einzelne vorragende Bergnasen auf, an denen das anstehende Grundgebirge vortritt. Der Aufbau ist ein sehr mannigfaltiger und arg zerstückelter, wenn auch im allgemeinen in tieferer Lage ältere, in höherer jüngere Schichten ausstreichen. Dazu verhindert reiche Schuttbedeckung die genaue Verfolgung der Zusammenhänge. Es ist schon bei Beschreibung der Zone der Vorberge erwähnt worden, daß an der Westseite der Issentalköpfeln ein ungefähr nordsüdlich streichender, schmaler Gürtel von oberjurassischen und Neokomgesteinen eingeschaltet ist, welcher bei der Pestkapelle nahe an den Wettersteinwall der Gaistalmulde heranreicht. Am Abhange gegen die Ehrwalder Alpe treten darunter nördlich Hauptdolomit, südlich Kössener Schichten hervor. In dem Graben von der Pestkapelle gegen die Ehrwalder Alpe hinab haben wir Kössener Schichten, dann Neokom und einen schmalen Streifen von Raibler Sandsteinen vorliegen.

Teilweise überdeckt werden diese Schichtglieder durch einen Streifen von Grundmoräne mit gekritzten Geschieben aus Wettersteinkalk.

Die Ehrwalder Alpe (1493 *m*) liegt auf einer breiten Schuttstufe, welche im Süden und Westen gegen tiefe Gräben frei abbricht. In diesen Gräben kommen unter dem Schutt allenthalben die weichen, graugrünen Neokommergel zutage, welche hier eine bedeutende Mächtigkeit besitzen. Nördlich der Alpe drängt das gewaltige Blockwerk eines Bergsturzes bis zu den Hütten herab. Aus dem Schluchtwerke der Issentalköpfeln schütten zahlreiche Runsen ihre Trümmer auf den Alpboden.

An dem Wege, der von der Ehrwalder Alpe zum Negelsee emporführt, sehen wir dem Wettersteinkalke der Gaistalmulde rote,

Fig. 40.



W = Wettersteinkalk. — *n* = Neokom.

oberjurassische Mergel aufgelagert. Es ist nur ein beschränktes Vorkommen und weiter westlich nähern sich die Neokommassen unter der Schuttstufe der Ehrwalder Alpe der hohen Wettersteinkalkwand.

Der flache Abhang der Ehrwalder Alpe gegen Ehrwald ist von schönen Mähdern bekleidet. Mehrfach sind in kleinen Anschürfungen die Neokommergel erschlossen, welche der Hauptsache nach die Grundlage bilden dürften. Der Rappenbach grenzt diese leichtgewellte Mähderlandschaft im Norden ab. In seinem Graben sind in ziemlicher Ausdehnung Kössener Schichten entblößt, über denen nordwärts an den Berghängen des Leitachwaldes in mehrfacher Staffelung rote Liaskalke, Fleckenmergel, dann oberjurassische Kalke und Hornsteinschichten angeordnet erscheinen. Schon im Bereiche der Schutthalden lagern Neokommergel darüber.

Im Süden trennt ebenfalls eine Bachfurche die Ehrwalder Mähder von dem Schutthange, welcher die hohe Wettersteinkalkwand um-

spannt. Auch hier sind Neokommergel und ein schmaler Streifen von Kössener Schichten aufgebrochen.

Unterhalb der großen Wettersteinkalkwand (Fig. 40), über welche der Abfluß des Sebensees in wehendem Schleierfall herabkommt, erscheint am westlichen Berghange ein größerer Aufschluß von südfallenden festeren Mergelbänken des Neokoms.

Derselbe wird von Trümmerwerk der darüber aufragenden Wettersteinkalkwand überlagert. Weiter nordwestlich streichen an demselben Berghange Kössener Schichten hervor. An der Westseite dieses Aufschlusses sind dem Schutthange moränenartige Blockwälle aufgesetzt, die bis unter 1200 *m* Höhe herabsteigen. Die großen frischen Schutthalden darüber verschütten und vermummen diese Formen. Noch weiter westlich und höher (bei 1400 *m*) brechen aus den umgebenden weiten Schutthalden oberjurassische und liassische Kalke hervor.

Weit umfangreicher sind am nördlich gegenüberstehenden Holzereck die jungen Schichten enthüllt.

Wenn wir von den kleinen Schollen von Kössener Schichten und oberjurassischen Gesteinen in der Tiefe des Tales östlich von den Höfen Hof und Hag absehen, so erkennen wir an diesem mächtigen Bergvorsprunge, welcher die Holzer Wiesen trägt, eine gegen Westen gerichtete Schichtenniederbiegung. Der Form des Bergeckes und diesem Aufbaue entsprechend, begegnen wir an seinem Scheitel vom Fuße der Wand des Schneefernerkopfes bis zum Schuttkegel von Oberdorf (Ehrwald) flach gegen Westen geneigten Mergeln des Neokoms. Sowohl an den Abhängen im Süden als auch im Norden (Lehngraben) treten darunter Schichtfolgen des oberen Jura und Lias hervor. Der Lias ist im Norden nur durch Fleckenmergel, im Süden außerdem durch rote Kalke vertreten, von denen indessen nur eine größere Scholle vorhanden ist. Wie wir schon erwähnt haben, ist im Grundzuge dieser Aufbau auch noch weiter östlich im Laitachwalde vorherrschend, wo die Beteiligung von roten Kalken des unteren Lias eine viel regere ist.

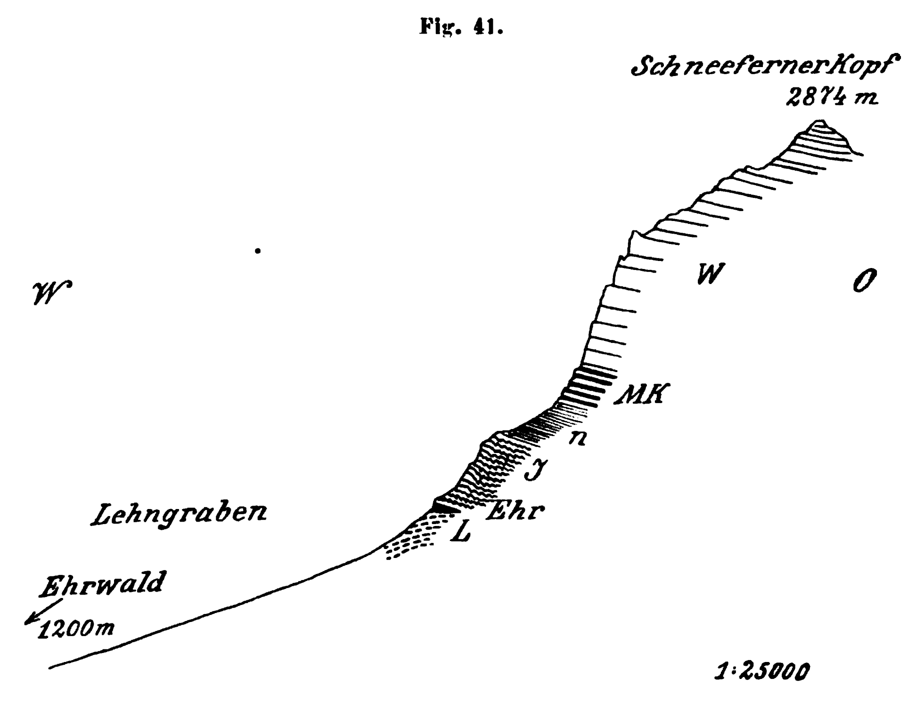
Bei weitem die klarsten Einblicke in den Aufbau gestatten die oberen, tiefen Runsen des Lehngrabens (Fig. 41), welche bis zu der gewaltigen Wand des Schneefernerkopfes emporreichen. Der untere Teil dieses Grabens ist von riesigen Schuttmassen erfüllt und erst die oberen Zweiggräben greifen in das Grundgebirge.

Die einzelnen Seitengräben enthüllen, abgesehen von Schichtverbiegungen, denselben Schichtenbau, nur reicht die Schuttbedeckung verschieden hoch darin empor.

Wir treffen von unten nach oben erst ein System von lichtgrauen, dunkelfleckigen Kalken, welche stets mit Mergellagen wechsellagern. Diese Schichten (mittel- und oberliassische Fleckenmergel) zeigen in dem südlichsten der größeren Gräben heftige Verbiegungen. Gegen oben legen sich die Schichtbänke indessen allenthalben flach unter rote, feste, hornsteinreiche Kalke mit Aptychen. Diese roten Hornsteinkalke (häufig grün gefleckt) werden gegen oben dünnbankiger und knollig. Über ihnen treten gelblichgraue, scharf muschelig brechende (2—3 *dm* dick gebankt) Kalke vor. Diese werden von roten mergeligen Kalken (häufig grüne Lagen) bedeckt, welche hinwiederum die Unterlage der

weichen, grüngrauen Neokommergel bilden, die hier reichlich kieselige Aptychen umschließen. Zwischen den Neokommergeln und den überlagernden Muschelkalkschichten treten stellenweise intensiv zerdrückte und zerknetete rote Mergel und Kalke auf. Daß wir es hier an der Westseite des Wettersteingebirges nicht mit einer Anlagerung der jungen Schichten an ein älteres Bergmassiv, sondern mit einer Überschiebung zu tun haben, beweisen klar die Erosionsformen der einzelnen Schluchten. Die riesige Steilwand des Schneefernerkopfes endet in ungefähr 2000 *m* Höhe mit einem Sockel von Muschelkalk. Wetter-

Fig. 41.



MK = Muschelkalk. — *W* = Wettersteinkalk. — *L* = Lias. — *J* = oberer Jura. *n* = Neokom. — *Ehr* = Ehrwaldit.

steinkalk und Muschelkalk sind zu einer flachen Mulde verbogen, welche durch diese Wand senkrecht zu ihrem Streichen abgebrochen wird. Wären nun die jungen Schichten nur an diese Wand angelagert, so ist klar, daß dieselbe in jeder Schlucht tiefer als an den hohen Seitengraben entblößt sein müßte. Das tritt nun nicht in Erscheinung, sondern Seitengräte und Schluchten werden in gleicher Höhe von der Grundfläche des Muschelkalkes abgeschnitten. Dieselben entspringen an derselben Grenzfläche und zeigen uns aufs deutlichste an, daß die jungen Schichten wenigstens eine kleine Strecke weit die hohe Mulde aus älterer Trias unterlagern.

Dafür sprechen auch die ungeheuren Schuttströme, welche nördlich von Ehrwald den Bergsaum des Wettersteingebirges belasten. Wir haben hier wie an der Karwendelüberschiebung ein Zurückweichen der mächtigen, ungemein steilen Wände durch ein fortwährendes Unterwühlen und Nachgeben der weichen Unterlage. Wären die jungen Schichten hier an eine alte Wandfläche angelagert, so hätten wir die unglaubliche Erscheinung vor uns, daß seit der Lias-Kreidezeit eine so außerordentlich steile Wand durchaus nicht von der Erosion nach rückwärts verschoben worden wäre. Außerdem entscheidet ja auch die völlig gleichartige Schichtausbildung gegen die Nähe einer so schroffen und hohen Küste.

In den drei größeren Zweiggräben des Lehngrabens sind in ungefähr 1700 *m* Höhe Einlagerungen von Ehrwaldit in den roten Hornsteinkalken zu verzeichnen. Dieselben erscheinen an diesen drei Stellen fast genau in demselben Horizont (den untersten Lagen der roten Hornsteinkalke) eingeschaltet. Ein sichtbarer Zusammenhang der Einlagerungen ist nicht zu erweisen, teilweise auch wegen der Schutt- und Vegetationsbekleidung der Zwischenhänge. Der steile, mittlere Graben enthält den schönsten Aufschluß des Ehrwaldits, wo sowohl im Liegenden wie im Hangenden auf mehrere Meter intensive Kontaktwirkungen zu erkennen sind. Am rechten Hange dieser Steilrunse tritt zwischen flach verbogenen, roten Hornsteinkalken eine etwa $^1/_2$—$^3/_4$ *m* mächtige Lage von Ehrwaldit vor, welche unten und oben erst von weißgebrannten (2—3 *m*), dann von lichtgrünlichen (3—4 *m*) Hornsteinkalken umgeben wird. Diese Kalke sind ungeschichtet und brechen splittrig. Nach dem Terrainanschnitte zeigt diese Einlage von Ehrwaldit einen flach linsenförmigen Durchschnitt. Durchgreifende Lagerung ist nicht erschlossen. Soweit der Aufschluß ein Urteil gestattet, scheint die Einlage dieses Basaltgesteines konkordant zum Streichen und Fallen der roten Hornsteinkalke zu verlaufen.

Das Gestein ist in allen Aufschlüssen dasselbe, was auch noch von einem vierten, von Dr. O. Reis entdeckten, weiter nördlich gelegenen Vorkommen gilt. Dieses gestattet keinen Einblick in die Lagerung zu dem umgebenden Grundgebirge, da es rings von Schutthalden umfaßt wird. Wir besitzen von Prof. Cathrein eine eingehende petrographische Beschreibung des Ehrwaldits (siehe Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1890, Nr. 1, pag. 1—9), wonach dieses merkwürdige Eruptivgestein zu den Basalten zu stellen ist. Nach seinem Auftreten haben wir es wohl mit verschiedenen getrennten, ziemlich schmalen Lagergängen einer verborgenen Intrusivmasse zu tun.

Es mag hier erwähnt werden, daß auch in den Gräben im Süden des Hohen Kammes in der Umgebung des Steinernen Hüttls mikroskopisch ähnliche Gesteine in den oberjurassischen Hornsteinkalken eingeschlossen sind. Entdeckt wurde dieses Vorkommen von W. v. Gümbel, der ein Rollstück von Ehrwaldit im Bachbette beim Steinernen Hüttl fand. Die Auffindung des Anstehenden und eine Gesteinsuntersuchung haben wir Dr. Pfaff zu verdanken. Herr Dr. O. Reis hat gelegentlich seiner Kartierungsarbeiten ebenfalls noch einige Fundstellen ausfindig gemacht und in seine Wettersteinkarte eingetragen.

Das nördlichste Auftreten von jungen Schichten am Westsockel des Wettersteingebirges findet an jenem Berghange statt, der sich dem Nordwestpfeiler des Schneefernerkopfes anlehnt. Hier begegnen wir staffelförmig gelagerten Schollen von Neokom, Hornsteinschichten, Neokom, Hornsteinschichten und Neokom. Die oberste Lage von Neokom stößt unmittelbar an das Muschelkalkgesims der großen Wettersteinwand.

Gewaltige Schuttfelder begrenzen diese schmale Bergkante im Süden und Norden. Im Norden sehen wir von der Nordwestkante des Wettersteingebirges eine mächtige Rippe von Muschelkalk niedersteigen, welche von nun an statt der jungen Schichten den Sockel des Felsmauern bildet.

Der südliche Kamm des Wettersteingebirges zeigt in seiner ganzen Erstreckung einen klaren einfachen Aufbau.

Von der Leutaschklamm bis zur hochragenden Leutascher Dreitorspitze sehen wir die steilen, hohen Felshänge von mächtigen, flach nordfallenden Massen von Muschel- und Wettersteinkalk erbaut. Mehrfach reißen Querverwerfungen durch und erscheinen daran die Schichten verschoben und gestaut. Solche Sprünge können wir im Südgehänge des Wettersteinkammes östlich vom Berglentale deutlich beobachten.

Das Berglental selbst schafft einen tiefen Einschnitt in diese gewaltigen Kalkmassen. Der Anschnitt der Muschelkalkschichten greift der flachen Lagerung entsprechend beträchtlich in die Tiefe der Klamm gegen Norden. Dann bildet ausschließlich Wettersteinkalk das Tal und seine Gehänge, wenn wir von einer schmalen Spur von Rauchwacken absehen, welche hoch droben in der Scharte des „Törls" eingeklemmt liegen.

Das Berglental (siehe Tafel XII, Fig. 2) schließt sich oben an das Plattach an, eine weite, von Furchen, Gruben, Buckeln und Stufen reich gegliederte, großenteils nackte Felsfläche, welche hufeisenförmig von sehr steilen Felsmauern umschlossen wird. Wir haben hierin im kleinen eine getreue Wiederholung des großen Zugspitzplattach am Beginn des Reintales. Während sich dort jedoch der Plattferner noch erhalten hat, finden wir hier nur lang anhaltende Schneezungen unter den Wänden. Diese ausgezeichnete, typisch glazial bearbeitete Felsbuckelfläche wird nur am Fuße der Wände von einem Schuttgürtel umzogen. Der Berglenbach beginnt mit einzelnen Runsen, welche in den unteren steilen Abfall des Plattach eingerissen sind und geht dann gleich in eine Klamm über, welche er erst am Ausgange des Tales wieder verläßt. Oberhalb von dieser scharfen Felsschlucht ist den steilen Felsgehängen zu beiden Seiten je eine Terrasse eingeprägt. Diese Terrassen schließen sich dem Abfalle des Plattachs an und ziehen in sehr gleichmäßiger Neigung talab. Vor dem Talausgange verschwinden dieselben. Wir haben es hier mit einem ausgezeichnet klaren Beispiel der glazialen Talumbildung zu tun. Das hochgelegene große Felskar des Plattachs hat natürlich zur Zeit der Vergletscherungen stets einen eigenen beträchtlichen Gletscher zu ernähren vermocht, welcher durch das bogenförmig gebogene Berglental abfloß. Am Ausgange des Berglentales stieß dieser Plattachgletscher durch lange

Zeiträume mit dem Leutascher Arm des Inntalgletschers zusammen. Hier mußte seine Bewegung gehemmt und verändert werden. Das spiegelt sich alles deutlich in der Talformung wider. Der Eisstrom des Plattachs schuf unter demselben als Fortsetzung einen flachen Taltrog. Er vermochte denselben indessen nicht bis ganz ins Leutaschtal hinauszuschürfen, da am Talausgang durch die Entgegenstauung des Inntalgletschers seine erodierende Kraft zu sehr geschwächt wurde. Die völlige Gleichartigkeit der Gesteine im ganzen inneren Talgebiete war der regelrechten Ausbildung des Kares und Taltroges äußerst förderlich. Der Bach strebt das flache Gefälle des Taltroges und das steile der Stufe ins Leutaschtal durch Rückwärtsschneiden einer schmalen, engen und tiefen Klamm auszugleichen. So sind die Bodenleisten des alten Taltroges verhältnismäßig sehr gut erhalten geblieben und zeigen uns an diesem kleinen und selten einfach gebauten Gletschertal den Grundplan des glazialen Erosionsangriffes.

Auch der obere Trogrand ist besonders an dem nördlichen Talgehänge und den Felspfeilern des Talausganges deutlich zu erkennen. Erratische Gesteine fehlen im inneren Berglental. Wie schon erwähnt wurde, geht westlich der Leutascher Dreitorspitze die flache, nordfallende Schichtenstellung in eine sehr steile über. Es mag hervorgehoben werden, daß dementsprechend auch die Zone der jungen Einlagerungen am Scharnitzjoch steile Faltungen aufzuweisen beginnt und am Westgrat der Gerenspitzen die Umkehrung des Schichtgefälles einsetzt.

Der Wettersteinkamm baut sich bei dieser steilen Schichtstellung äußerst schroff in kühnen Mauern auf, welche von wildgezackten Graten gekrönt werden. Am Südfuße treten zwar nicht zusammenhängend, aber nahe aneinandergereiht schmale Streifen von Muschelkalk hervor. Der Wettersteinkalk in diesem Kammstücke ist von dunkelgrauer Farbe, oft oolithisch und enthält zum Beispiel am Gipfel des Hochwanners nicht selten Chemnitzien. Die Grate, welche von dem Kamme ins tiefe Reintal gegen Norden absteigen, bestehen aus lichtem oberen Wettersteinkalk und zeigen in wildzerfurchten Wänden und Zacken deutlich ihre steil aufgerichteten Schichten.

Der Einbruch des Kammes am Zugspitzgatterl ist schon bei der Beschreibung der Zone der jungen Schichten angeführt worden. Wir haben erkannt, daß diese Überwältigung des Kammes durch einen starken Vorstoß aus südwestlicher Richtung bewirkt wurde. Im Bereiche des Zugspitzgatterl überragen die hoch emporgefalteten jungen Schichten den von Sprüngen zerstückelten Wettersteinkamm. Westlich von dem eigenartigen Zugspitzgatterl haben wir an den Gatterlköpfen und Plattspitzen noch steiles Nordfallen, das sich dann gegen das Südwestende des Wettersteines bedeutend verflacht.

Hier bricht dann das Wettersteingebirge in prachtvoller, breiter Wand ab. In einer Mächtigkeit von nahe 900 *m* sehen wir hocherhoben und frei eine flachgebogene Mulde aus Wetterstein- und Muschelkalk über den schuttbedeckten Waldhängen emporragen. Sie findet im Westen keine Fortsetzung. Die Großartigkeit dieses Abbruches wird noch vermehrt, wenn wir bedenken, daß die jungen Schichten, welche zu Füßen dieser Riesenmauern lagern, nicht an-

gelagert, sondern eingesunken sind. Wir haben am Westrande des Wetterstein- und Mieminger Gebirges eine ungewöhnlich scharf und tief ausgeprägte Gebirgsscheidung vor uns. Der Wettersteinkamm, den wir von der Leutaschklamm bis zu seinem Westrande verfolgt haben, erweist sich durchaus als der Südflügel einer nördlicher gelegenen Mulde. Dieser Muldenflügel ist eine unmittelbare Fortsetzung jenes steil aufgerichteten Zuges von Wettersteinkalk und Raibler Schichten, welche östlich der Isar dem nördlichen Karwendelkamm angehören. Diese Mulde steigt ebenso wie jene des Gaistales von Osten gegen Westen beträchtlich an. Diese Erscheinung ist für die Beurteilung der jungen Schichtzone sehr wichtig, da wir erkennen, daß dieselbe zwischen die Mulden des Gais- und Reintales eingefügt ist und so tektonisch im Faltenbaue eine Aufwölbung darstellt.

Wenn wir das Verhältnis der Zone der jungen Schichten zu diesen sie begleitenden Muldenzügen näher betrachten, so nehmen wir wahr, daß diese Einlagerungen tektonisch vollständig von der Umgebung beherrscht werden.

Wir sehen sowohl am östlichen wie am westlichen Rande der Einlagerung, daß die begrenzenden Triasmulden flache Lagen einnehmen. Dasselbe gilt für die dazwischen eingeschalteten jungen Schichten. Dazu verbreitert sich ihre Einlagerung, obwohl die Aufschlüsse gerade hier sehr tief hinabreichen.

Wir können im Osten am Ausgange des Puitentales sowohl als zwischen den Westenden des Wetterstein- und Mieminger Gebirges nicht nur eine gegen die Tiefe zunehmende Verbreiterung der jungen Schichten, sondern auch ein Übergreifen des älteren Triasgebirges auf dieselben erkennen. Dagegen erscheint der Streifen der jungen Schichten von den Issentalköpfeln bis zum Scharnitzjoch schmal und eng zusammengefaltet. Zu seinen Seiten sind hier die Muldenflügel steil aufgerichtet oder überkippt. Der ganze Schichtenstreifen ist dabei beträchtlich gehoben, was man nicht nur aus der allgemeinen größeren Höhe, sondern besonders daraus ersehen kann, daß am Ost- und Westrande in weit tieferer, flacher Lage die Neokomschichten vorherrschen.

Außerdem sind in der Gegend der heftigen Zusammenpressung, besonders an der Südseite zahlreiche nördlich und nordöstlich zielende Querschübe erschlossen, welche auch die junge Schichtzone und die nördliche Mulde betreffen. Diese Quervorstöße gehören zu den interessantesten Bildungen am Südabhange des Wettersteingebirges, da sie so außerordentlich klar und scharf hervortreten. Die Grenze zwischen dem lichtfarbigen Wettersteinkalke und den bräunlichen Raibler Sandsteinen ist nirgends zu verkennen und ebensowenig die zahlreichen Rutschflächen, längs deren die Vorstöße der Schichtschollen erfolgten.

Schwieriger ist die Erklärung der eigentümlichen Erscheinung, daß von der Gegend des Scharnitzjoches bis zur Pestkapelle am Wettersteinkalkzuge der Vorberge im Verhältnis zur Gaistalmulde eine völlige Überkippung vorherrscht. Wir begegnen dem Beginne dieser Umkehrung des nördlichen Flügels der Gaistalmulde, wie schon erwähnt, am Westgrate der Gerenspitzen. Während der öst-

liche Teil dieses Kammes noch eine regelmäßig gegen Süden geneigte Schichtplatte darstellt, kehrt sich westlich dieses Verhältnis plötzlich und ruckweise um. Statt südfallender Schichten, wie sie der Gaistalmulde entsprechen würden, haben wir nun bis zur Pestkapelle nordfallende oder saiger gestellte.

Dafür fehlt am Gaistalabhang zwischen Wettersteinkalk und Hauptdolomit die Einfügung der Raibler Schichten. Dabei ist im großen unzweideutig eine mächtige Mulde vorhanden.

Dieses so gestaltete Stück der Vorbergkette vom Westgrat der Gerenspitzen bis in die Gegend der Pestkapelle könnte man am einfachsten als Umfaltung des Muldenrandes erklären. Das würde jedoch eine sattelförmige Zusammenbiegung des Wettersteinkalkes und ein beiderseitiges Ausstreichen der Raibler Schichten verlangen. Keine dieser Erscheinungen ist vorhanden, vielmehr treten mehrere auf, welche unbedingt gegen diese Erklärung zeugen. Am Westgrat der Gerenspitzen erkennen wir deutlich, daß sich der Wechsel im Einfallen nicht durch Umfaltung, sondern durch Umdrehen der Schichtschollen bewerkstelligt. Am Südfuße des Haberlenz beginnt der Wettersteinkalk über Hauptdolomit mit dunklen, knolligen Kalken, welche wohl schon dem Muschelkalke angehören. Ebenso können wir an den anderen Wettersteinkalkklötzen am Nordabhang des Gaistales häufig beobachten, daß der helle, lichtweißliche oder gelbliche (oft dolomitische) obere Wettersteinkalk, welcher die Grundlage der Raibler Schichten bildet, gegen unten zu dunklere Färbungen annimmt, wie sie den unteren Abteilungen dieses Gesteines stets eigen zu sein pflegen.

Außerdem wäre die mehrfache Schuppenstruktur in der Gegend der Pestkapelle dadurch nicht erklärbar. Eine weitere wiedersprechende Erscheinung liegt in den schmalen Fetzen von jungen Schichten vor, welche einerseits unter dem Westgrate der Gerenspitzen, anderseits bei der Feldernalpe zwischen Wettersteinkalkmassen eingeklemmt lagern.

Fasse ich alle Beobachtungen zusammen, so komme ich zu dem Urteile, daß der Schichtstreifen, welcher in dem mehrfach bezeichneten Raume die Vorberge des Wettersteinkammes zusammensetzt, von der Gaistalmulde abgelöst und durch eine schiebende Bewegung so aufgestellt wurde.

Im Verhältnis zur Gaistalmulde beschrieb dieser vorderste Streifen der Triasplatte eine drehende, wälzende Bewegung.

Wie ich schon in dem Berichte über allgemeinere Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahmen zwischen Achensee und Fernpaß (Verh. der k. k. geol. R.-A., Wien 1905, Sitzung vom 14. März) hervorgehoben habe, ist die Zone der jungen Schichten inmitten der älteren Trias als eine tektonische Einsenkung aufzufassen. Denkt man sich nun den südlichen Begrenzungsrand in dem geschilderten Bereiche gegen die jungen Schichten geneigt oder vielleicht stufenförmig abgesenkt, so ist es bei einem heftigen seitlichen Vorschub leicht verständlich,

daß der vorderste nordwärts geneigte oder abgesenkte Streifen derartig gedreht und aufgestellt wurde.

Wenn wir den langen Streifen von jungen Einlagerungen von Ehrwald bis ins Inntal verfolgen, so sehen wir im Karwendelgebirge den Rand des südlichen Triasgebietes durchaus darüber vorgeschoben. Im Bereich der Arnspitzen ist ebenfalls noch eine beträchtliche Überschiebung vorhanden. Im Wettersteingebiete kann man kaum mehr von einer Überschiebung reden, denn es handelt sich nach den Aufschlüssen am Ausgang des Puitentales und an der Westseite des Wettersteines nur um beschränkte Überlagerungen. Dafür tritt hier gerade längs jener Strecke, welcher jedes Anzeichen von Überschiebung mangelt, die oben gedeutete Erscheinung am Nordrand des Triasgebietes hervor. An diesem Teile des Nordrandes wurde beim Vorschub ein wahrscheinlich schon früher tektonisch abgelöster Schichtstreifen walzenförmig gedreht.

Diese Drehung ist natürlich nicht als eine Achsendrehung aufzufassen. Sie kam wahrscheinlich dadurch zustande, daß ein schon gegen Norden geneigter Schichtstreifen unter der Einwirkung des seitlichen Druckes sich immer steiler und steiler stellte. Da dieser Triasstreifen offenbar eine tiefere Lage parallel dem Einbruche der jungen Schichten einnahm, konnte er nicht einfach darüber vorgeschoben werden, sondern er mußte dieselben erfassen, aufschürfen und zusammendrängen. Dadurch wird also auch die Beobachtung erklärt, daß gerade im Bereiche dieses Triasstreifens die jungen Schichten so heftig und steil zusammengefaltet und emporgepreßt wurden.

Betrachten wir den Zug der jungen Schichten an der Südseite des Wettersteingebirges, so geht aus seinem Verhältnis zu den umgebenden Triasgebieten deutlich hervor, daß er im Verein mit diesen einheitlich der faltenden Kraft unterlag. Wir haben hier zwischen den Mulden des Gais- und Reintales ein Gewölbe vor uns, das aus den mannigfaltigsten Gesteinen errichtet ist. Darin besteht ein wesentlicher Unterschied gegen das Karwendelgebirge, wo wir erkannt haben, daß der Südrand der älteren Trias als gewaltige Decke weit gegen Norden vorgeschoben wurde. Hier zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge sind die Ränder der älteren Triasgebiete stark zusammengedrängt und die Zone der jungen Einschlüsse dazwischen ist großenteils miterfaßt und in die Faltenwogen eingeordnet.

Die Deutung der Zone der jungen Schichten als Versenkungsstreifen zwischen gehobenen Schichtgebieten reicht vollständig zur Erklärung der Lagerungsformen hin. Aus der Tatsache, daß im Bereiche der Vorberge des südlichen Wettersteinkammes über dem Wettersteinkalke die Raibler Schichten allenthalben, dagegen nur geringe Reste von Hauptdolomit erhalten sind, kann man schließen, daß dieser Streifen bei der Faltung bereits bis auf diesen geringen Schichtbesitz aberodiert war. Die Anlagerung der jungen Schichten an diesen Streifen könnte ein flüchtiger Beobachter vielleicht für



eine ursprüngliche Transgressionsgrenze ansehen. Außer den schon in dem obigen Berichte (Allgemeinere Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahmen zwischen Achensee und Fernpaß) angeführten Gründen können wir hier auch mehrfach wahrnehmen, daß nicht nur Kössener Schichten, sondern auch Lias, Hornsteinschichten und Neokom, und zwar in „verkehrter Folge“ daran abschneiden. Überdies wäre ein so lange andauernder Transgressionsboden aus weichen Mergeln und Sandsteinen eine höchst wunderbare Erscheinung.

Die nördliche Begrenzungsfläche kann ebenso, wenigstens in jenen Strecken, wo die steil aufgerichteten Muschel- und Wettersteinkalkschichten die Neokommergel begrenzen, unmöglich als ursprüngliche Anlagerungsfläche gedeutet werden. Es ist ohne weiteres klar, daß bei Zurückführung in horizontale Lagerungen die heutige Grenzfläche keine Anlagerungsfläche bilden kann. Bedenken wir zudem die überall gleichmäßige, reiche und feine Struktur der Neokommergel, welche den Süd- und teilweise den Westfuß der steilen Felsmauern des Wettersteinkammes umhüllen, so erkennen wir wohl, daß eine solche Ausbildung am Fuße solcher Steilküsten undenkbar wäre. In allen Mulden sind die Neokommergel heute von Schutthalden und Bergstürzen aus den überragenden Wänden schwer belastet. Wären sie in einem Fiord am Fuße von Muschelkalk- oder Wettersteinkalkwänden entstanden, so müßten sie reichlich Trümmerwerk davon umschließen.

Für die Annahme von Einsenkungen oder Erhebungen bildet das Auftreten von basaltischen Intrusionen in den Hornsteinschichten des oberen Jura einen weiteren Stützpunkt. Es ist höchst wahrscheinlich, daß solche Einsenkungen oder Erhebungen nur als Zerrungserscheinungen zustande kommen können. Zerrungen bedeuten immer Entlastungen an bestimmten Zonen und solche Entlastungen begünstigen und ermöglichen jedenfalls das Empordrängen von vulkanischen Massen. Die Fundstellen des Ehrwaldits sind an der Westseite des Wettersteines und am Hohen Kamm in der jungen Schichtzone, welche durch Zerrungen und vertikale Bewegungen vom Triasgebiete abgelöst wurde. Das Fundstück eines (nach Prof. Cathrein) dem Ehrwaldit völlig gleichen Eruptivgesteines aus der Gegend der Binsalpe im Karwendel (Pichler) dürfte ebenfalls aus den Schichten des oberen Jura stammen. Leider ist dort bisher das Anstehende nicht entdeckt worden. Das Alter der Intrusionen ist aus den Aufschlüssen nicht genauer zu entnehmen, spricht aber nicht gegen eine Gleichzeitigkeit mit den vertikalen Bewegungen.

Grundzüge des Aufbaues der beschriebenen Gebirge.

(Fig. 42.)

Indem wir auf die mehrfach erwähnte Darstellung der allgemeineren Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahmen zwischen Achensee und Fernpaß in den Verh. der k. k. geol. R.-A. verweisen, können wir hier unsere Aufgabe in Kürze vollenden.

Das nunmehr im einzelnen geschilderte Bergland stellt sich als die Fortsetzung des Karwendelgebirges dar, indem wir alle wesent-



lichen Elemente von dessen geologischem Aufbau auch hier wiedergefunden haben. Da außerdem auch die zur Verwendung gelangenden Schichtfolgen sowohl dem Umfange als auch der Ausbildung nach große Ähnlichkeit und Gleichmäßigkeit besitzen, so lassen sich die Verschiedenheiten in der Entwicklung der einzelnen tektonischen Glieder um so schärfer erfassen.

Die Zerlegung des ganzen Landes in Gebiete von sehr verschiedenem Schichtreichtum ist ebenso wie im Karwendelgebirge vorhanden und besonders am Westrande des älteren Triasgebirges gegen die Lechtaleralpen scharf ausgeprägt.

Ich habe in der oben angeführten Arbeit zu beweisen versucht, daß diese Zerlegung nicht schon eine solche der Ablagerungsgebiete, sondern eine spätere tektonische war, welche in diesen Bergbereichen die bis in die untere Kreide emporgewachsene Sedimentdecke einheitlich erfaßte und zerstückelte. Hätten wir die erstere Art, die Zerlegung der Ablagerungsgebiete vor uns, so müßten wir uns vorstellen, daß ein ursprünglich einheitlicher Ablagerungsraum durch Landbildung in verschiedene Becken zertrennt wird. Ich bemerke ausdrücklich, daß damit nicht jene zeitweiligen Trockenlegungen der Sedimente gemeint sind, welche z. B. nachweislich im Zeitalter der Raibler und Kössener Schichten stattgefunden haben. Sollen die heutigen Bereiche verschiedenen Schichtreichtumes ungefähre Abbildungen jener Becken und Landrücken sein, so müssen wir dieselben als verhältnismäßig eng begrenzte Räume begreifen.

Es ist nun ohne weiteres klar, daß in einem solchen Geflechte von Meeresbuchten und Meeresarmen die Sedimentation besonders von der Zerstörung der dazwischen aufragenden Landrücken gefördert wird. Die Gesteinsausbildung der hier in Betracht kommenden Schichten (Kössener Schichten — Neokom) widerspricht entschieden dieser Annahme. Anderseits müßte es sehr verwundern, daß im Laufe so riesiger Zeiten nicht die Landriegel dazwischen vollständig zerstört und überwältigt worden wären. Hier könnte man allerdings einwenden, daß eben die Landgebiete in einem andauernden Emporsteigen begriffen waren. Damit wäre allerdings der Umstand erklärt, daß wir nirgends diskordantes Übergreifen von jüngeren Ablagerungen auf ältere entdecken können. Dafür müßten steile und fortwährend erhobene Küsten um so mehr ihre Nähe durch die Einschüttung grober Schuttmassen bemerkbar machen. Die Bodenbewegungen, durch welche die Trennung der Ablagerungsbereiche erfolgte, wären übrigens gerade den Auffaltungen entgegengesetzt, da die Streifen der jungen Schichten nicht in Muldengängen eingeordnet sind.

Hätten wir tatsächlich eine Trennung der Ablagerungsbereiche vor uns, welche der heutigen Verteilung der verschieden reichen Sedimentgruppen entspräche, so könnten wir etwa Gesteinsmassen als Ausfüllung dieser Becken und Fjorde erwarten, welche den Gosauablagerungen oder den Flyschgebilden ähnlich wären.

Entscheidende Gründe gegen die Annahme von ursprünglicher Trennung der Ablagerungsbereiche finden wir außerdem in den Lagerverhältnissen des Bergkammes Wanneck - Heiterwand. An diesem

langen, schroffen Kamme ist eine steil südfallende Platte von Muschelkalk, Wettersteinkalk, Raibler Schichten und Hauptdolomit einem steilgefalteten Streifen von jungen Schichten aufgelagert. Auch dieser Schichtstreifen fällt in ungefähr gleicher Neigung steil nach Süden und wird von Hauptdolomit unterlagert. Die Trennungsfläche der älteren (*B*) und jüngeren Serie (*A*) ist ebenfalls ungefähr den Schichtflächen parallel.

Versuchen wir diese Lagerungsformel (Fig. 42) aufzulösen, das heißt auf ihre entsprechende horizontale Lage zurückzuführen, so nehmen wir wahr, daß dies nur durch Vereinigung von gewissen Bewegungen möglich ist.

Der erste Schritt zur Auflösung ist die Zurückführung der Schrägstellung in horizontale Lage. Zu diesem Zwecke kann der ganze Schichtverband eine einheitliche Drehung beschreiben, da

Fig. 42.

beide Schichtserien gleichsinnig aufgerichtet sind. Dadurch wird notwendig die jüngere Serie die Unterlage der älteren. Um das auszugleichen, muß erstens das Übergreifen der beiden Serien durch Auseinanderziehen behoben und zweitens der Niveauunterschied durch entsprechende Hebung oder Senkung ausgeglichen werden. Diese Reihenfolge der auflösenden Bewegungen ist natürlich willkürlich und kann auch anders kombiniert werden. Die drei Bewegungsakte dagegen sind unumgänglich.

Aus dieser Überlegung geht hervor, daß die Trennungsfläche der beiden Schichtserien unmöglich eine Anlagerungsfläche sein kann. Ebenso kann sie auch keine Verwerfungsfläche darstellen, sondern muß als Schubfläche begriffen werden.

Sollte die Trennungsfläche der beiden Serien als Anlagerungsfläche möglich sein, so müßte die ältere Serie erst vollständig überkippt werden. In unserem Falle wäre bei einer solchen Überkippung auch die junge Serie mit überkippt. In Fällen, wo die junge Serie

dann normal darüber lagern würde, müßte man schon vor der Anlagerung Faltungen des Landes annehmen.

Nachdem wir so eine ursprüngliche Trennung der Ablagerungsbereiche als mit den heutigen Lagerungen unvereinbar erkannt haben, müssen wir noch zur Frage Stellung nehmen, ob man die jungen Schichteinschlüsse inmitten der älteren Trias nicht als Fenster einer riesigen Überschiebungsdecke deuten könnte. Gegen diese Annahme habe ich ebenfalls schon in der früher genannten Arbeit einige Gründe geltend gemacht.

Wie wir im einzelnen gezeigt haben, steht der Zug der jungen Schichten am Südabhange des Wettersteingebirges zu den beiderseitigen Rändern der älteren Triasgebiete im engsten Druckverband. Sind diese Ränder steil aufgepreßt, so ist es auch die zwischenliegende Zone, sind jene flach gelagert, so auch diese. Wären die Triasmassen des Wettersteingebirges einfach über die Unterlage der jungen Schichten hinweggeschoben worden, so würde diese Erscheinung unerklärlich sein. Dazu kommt noch ein weiterer Gegengrund aus der Einlagerungsform der jungen Schichten. Wollte man den Schichtstreifen der jungen Schichten an der Südseite des Wettersteingebirges für ein Fenster erklären, so müßte man annehmen, daß er durch Zerstörung der darüberliegenden Triasmassen sichtbar geworden sei. Da nun aber vom Scharnitzjoche bis zur Pestkapelle im Zuge der Vorberge steil nordfallende Raibler Schichten die junge Schichtzone begrenzen und unterteufen, so erkennt man, daß dieser Triasrand unmöglich über diese Zone hinweg eine deckenartige Fortsetzung und Verbindung mit dem Wettersteinkamme gehabt haben kann. Zudem treten Fetzen junger Schichten ja am Westgrate der Gerenspitzen und bei der Feldernalpe inmitten von Wettersteinkalkschollen zutage. Nach den Aufschlüssen an den Vorbergen des Wettersteinkammes können wir das Vortreten der jungen Schichten nicht durch Wegwitterung eines Streifens der Triasdecke erklären.

Damit ist aber auch schon bewiesen, daß das Mieminger und Wettersteingebirge nicht als zusammengehörige Schubmasse aufgefaßt werden kann. Wollte man das trotzdem annehmen, so müßte man denken, daß beim Einstellen der Vorwärtsbewegung der gewaltigen Schubmassen ihr vorderster Teil abgerissen und noch ein Stück weitergetrieben wurde.

Dieser äußerst unwahrscheinlichen Annahme steht wieder die Tatsache entgegen, daß im Norden das Wettersteingebirge großenteils regelmäßig mit seinem Vorlande verknüpft ist.

Der Westrand des Mieminger und Wettersteingebirges ist ein Bruchrand, der jedoch durch nachfolgende Faltung bedeutend umgestaltet worden ist. Hier stößt das ältere Triasgebirge mit den Lechtaler Alpen zusammen, die von Hauptdolomit und jüngeren Schichten erbaut werden. Der Zug der Heiterwand, die nördlich eingesenkte junge Schichtzone, die Kreidemulde des Bichlbacher Tales und das Hauptdolomitvorgebirge im Norden stellen gleichsam verbindende Brücken zwischen den beiden großen Bergländern dar.

Die Einsenkung der jungen Schichtzone im Norden von Heiterwand und Wanneck greift auch noch westlich ins Mieminger Gebirge hinein. Die eingebrochenen Schollen zwischen den Gewölbeschenkeln gehören ihr als Fortsetzung an. Die Bichlbacher Mulde ist die westliche Fortsetzung der Zone junger Schichten an der Südseite des Wettersteines. Während die beiden nördlichen Verbindungsstücke Fortsetzungen der Lechtaler Alpen gegen Osten bedeuten, schiebt mit dem Zuge der Heiterwand das Mieminger Gebirge einen Arm in die Lechtaler Alpen hinein. Beide Bergländer sind so wechselseitig förmlich ineinander verzahnt. Hier kann es sich nicht um die Auflagerung einer gewaltigen Deckscholle handeln, da beide Bergländer gleichlaufend gefaltet sind. Nimmt man aber an, daß die Faltung erst nach der Überschiebung eingetreten ist, so bleibt es unverständlich, warum die Überschiebungsdecke (das ältere Triasgebirge) zu den eingeschlossenen Streifen jüngerer Schichten nicht in einfacher Muldenbeziehung steht.

Die Gebiete der vorherrschend älteren Trias stellen gegenüber den angrenzenden Lechtaler Alpen ebenso wie gegen die Zonen der jungen Schichten in ihrem Innern Hebungsbereiche vor, welche von der Erosion in ihrem Schichtbesitze stark verarmt wurden. Eine so ziemlich gleichmäßige Erniedrigung der Schichtdecke ist aber nur bei flacher Lagerung erklärbar.

Später wurde das ganze Gebiet gleichmäßig von der Faltung beherrscht. Die Zonen der eingesenkten jungen Schichten wurden dabei nach ihrer Höhenlage teils überschoben, teils mitgefaltet.

So ist die enge Verknüpfung der Tektonik der jungen Schichtzonen mit jener der Triasränder leicht verständlich.

Bei der Faltung spielten diese Einlagen von größtenteils weichen, nachgiebigen Gesteinen eine ähnliche Rolle zwischen den mächtigen, festen Kalk- und Dolomitplatten wie die Zonen der Raibler und Kössener Schichten gegenüber ihren Nachbargesteinen. Wir haben am Südgehänge der Mieminger Kette schöne Beispiele für die gewaltige mechanische Umarbeitung der Raibler Schichten gefunden. Neben reichen Schichtserien haben wir vielfach völliges Verschwinden der Rauchwacken.

Zweifelsohne greifen dabei Verschiedenheiten der ursprünglichen Ausbildung und Mächtigkeit in bedeutendem Umfange ein. Trotzdem sind diese Erscheinungen dadurch allein nicht zu erklären. Daß es sich um mechanische Wirkungen handelt, geht schon daraus hervor, daß das Verschwinden der Raibler Schichten häufig mit heftigen Störungen und Verschiebungen zusammenfällt. Solche Einlagerungen von weichen Mergeln inmitten dicker, starrer Kalk- oder Dolomitmassen gewinnen bei der Faltung eine hohe Bedeutung, indem Spannungen ihnen entlang viel leichter ausgeglichen werden können. Die Erscheinung, daß am gesamten Südabhange der Mieminger Kette die

Hauptdolomitplatten flacher abfallen als jenseits der Raibler Zone die benachbarten Schichten des Wettersteinkalkes, gibt uns ein gutes Bild für den Einfluß weicher Zwischenlagen auf den Gebirgsbau. Dieser Einfluß äußert sich indessen nicht nur bei der Auffaltung selbst, sondern auch noch danach. Jedes einzelne aufgefaltete Gewölbe wird wieder Anlaß zu nachträglichen Bodenbewegungen, welche in ihrer Wirkung gerade entgegengesetzt zu denen der Faltung verlaufen. Die aufgerichteten Schichtmassen streben wieder niederzugleiten. Auch hier sind die weichen Zonen am meisten beansprucht und bilden vorzüglich die Gleitbahnen für solche Abwärtsverschiebungen. Dazu kommt noch in vielen Fällen die Mitwirkung des Wassers, das sich vor allem entlang den meist wasserundurchlässigen Mergeln und Letten sammelt und anstaut. Erwägt man diese Umstände, so wird man nicht erstaunt sein, wenn von den Aufschlüssen weicher Schichtlagen zwischen festen Kalk- und Dolomitmassen der größere Teil Störungen in seiner Lage aufweist. Dieselben haben mit Störungen in der Ablagerung nichts zu tun.

Übersicht der geologischen Literatur.

Abkürzungen.

B. H. Z. = Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Leipzig.

G. J. = Geognostische Jahreshefte, München.

J. R. A. = Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien.

N. J. = Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart.

S. A. W. = Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Wien.

V. R. A. = Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien.

Z. A. V. = Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines, Wien, München.

Z. D. G. = Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft, Berlin.

Z. F. = Zeitschrift des Ferdinandeums, Innsbruck.

Ö. B. Z. = Österr. Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, Wien.

Heckel J. Bericht über das Vorkommen fossiler Fische zu Seefeld in Tirol und M. Bolca im Venezianischen. J. R. A. 1850.

Geognostisch-montanistischer Verein für Tirol und Vorarlberg. Geognostische Karte Tirols. 1852.

Gümbel, C. W. v. Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und dem nordwestlichen Tirol. J. R. A. 1856.

Pichler A. Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. J. R. A. 1856.

Cotta B. v. Erzvorkommen im Alpenkalkstein bei Partenkirchen. B. H. Z. 1856.

Hauer Fr. v. Bericht über die Aufnahmen in der Umgebung von Reutte. J. R. A. 1857.

Richthofen Ferd. Freih. v. Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. I. Abt. J. R. A. 1859.

Pichler A. Beiträge zur Geognosie Tirols. Z. F. 1859.

Richthofen F. v. Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol. II. Abt. J. R. A. 1861—1862.

Gümbel C. W. v. Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. Gotha 1861.

— Die Dachsteinbivalve (*Megalodon triqueter*) und ihre alpinen Verwandten. S. A. W., Wien, Bd. 45, 1862.

Pichler A. Beiträge zur Geognosie von Tirol. Z. F. 1863.

— Profil von Stams nach Ehrwald. V. R. A. 1865.

Schafhäutl. Der weiße Jura im Wettersteingebirgsstock etc. N. J. 1865.

Pichler A. *Cardita*-Schichten und Hauptdolomit. J. R. A. 1866.

— Beiträge zur Geognosie Tirols. J. R. A. 1866.

Kner R. Die fossilen Fische von Seefeld. S. A. W. Wien, 53. Bd., 1866.

Hauer Fr. R. v. Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. Bd. V. Text im J. R. A. 1867.

Pichler A. Zur Geognosie der Alpen. F. Z. 1867.

— Beiträge zur Geognosie Tirols. V. R. A. 1867.

Kner R. Nachtrag zur fossilen Fauna der Asphaltschiefer von Seefeld in Tirol. S. A. W. Wien 1867.

Pichler A. Beiträge zur Geognosie Tirols. J. R. A. 1868.

Mojsisovics E. v. Der nordwestliche Teil des Wettersteingebirges. V. R. A. 1871.

— Die Kalkalpen des Oberinntales zwischen Silz und Landeck und des Loisachgebietes bei Lermoos. V. R. A. 1871.

Pichler A. Geologisches aus Tirol. N. J. 1874.

Barth H. Fr. v. Aus den nördlichen Kalkalpen. Gera 1874.

Isser M. v. Die Blei- und Zinkwerke der Gewerkschaft Silberleiten zu Bieberwier im Oberinntale. Z. F. 1881.

Falbesoner H. Der Fernpaß und seine Umgebung in bezug auf das Glazialphänomen. XI. Programm des f.-b. Privatgymnasiums in Brixen 1886.

Isser M. v. Bitumenschätze von Seefeld. Berg- und Hüttenm. Jahrb., 34. Bd., Wien 1888.

Pichler A. Zur Geologie von Tirol. V. R. A. 1890.

Cathrein A. Über den sogenannten Augitporphyr von Ehrwald. V. R. A. 1890.

Skuphos Th. Die stratigraphische Stellung der Partnach- und der sogenannten „Unteren *Cardita*-Schichten" in den Nordtiroler und Bayrischen Alpen. G. J. 1891.

Böse E. Über liassische und mitteleuropäische Fleckenmergel in den bayrischen Alpen. Z. V. G. 1894.

Gümbel C. W. v. Geologie von Bayern. 2. Teil. Kassel 1894.

Ampferer und Hammer. Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. J. R. A. 1898.

Häusing. Die Grube Silberleiten und die neuen Aufschlußarbeiten im Liegenden der Wasserkluft. Ö. B. Z. 1898.

Reis O. Eine Fauna des Wettersteinkalkes. I. Teil. Cephalopoden. G. J. 1900—1901.

Ampferer, Beyrer, v. Unterrichter. Die Mieminger Kette. Ein Beitrag zu ihrer eingehenderen Kenntnis. 1 Teil. Z. A. V. 1902.

Penck und Brückner. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig, Tauchnitz, 1902—1905

Ampferer. Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. V. R. A. 1902.

Diener. Bau und Bild der Ostalpen. Wien, Leipzig 1903.

Ampferer. Die Bergstürze am Eingange des Ötztales und am Fernpasse. V. R. A. 1904.

— Studien über die Inntalterrassen. J. R. A. 1904.

— Einige allgemeine Ergebnisse der Hochgebirgsaufnahme zwischen Achensee und Fernpaß. V. R. A. 1905.

Die Basaltgesteine der Kosel bei Böhm.-Leipa.

Von **Bruno Förster.**

Mit einer Kartenskizze im Text.

Topographisch-hydrographischer Überblick.

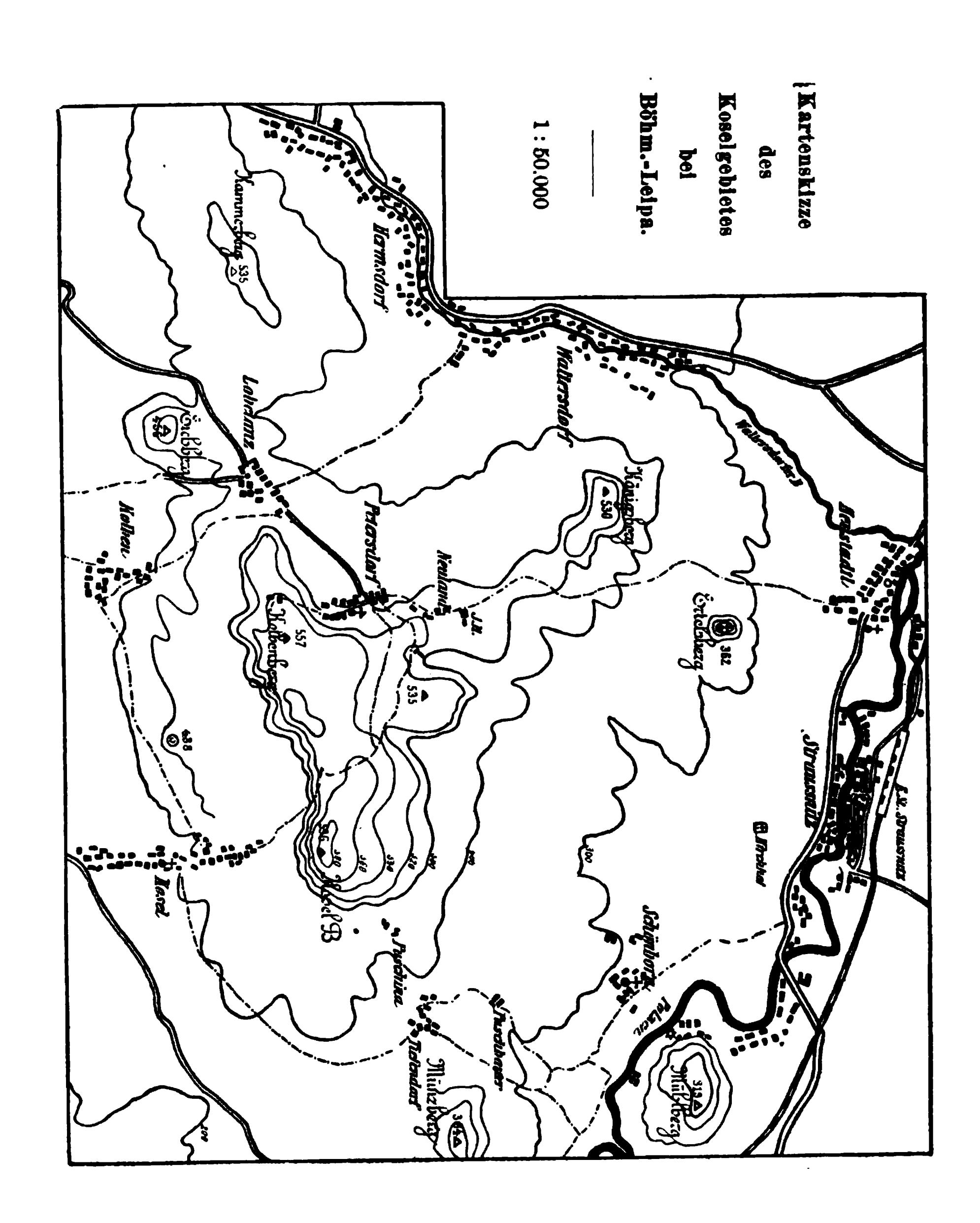
Etwa 6 *km* südwestlich von Böhm.-Leipa liegt ein Bergrücken, dessen höchster Punkt, die weithin sichtbare, steil ansteigende Kosel, Sign. 596, nördlich von dem Dorfe Kosel sich erhebt. Um die Bezeichnung zu vereinfachen, soll er der K o s e l r ü c k e n und das zugehörige, unten näher begrenzte Gebiet das K o s e l g e b i e t genannt werden.[1]) Der Zweck dieser Arbeit ist, eine genauere petrographische Untersuchung der Basalte dieses Gebietes zu geben; die geologischen Verhältnisse sollen nur so weit berücksichtigt werden, als sie zur allgemeinen Orientierung unbedingt notwendig sind.

Der K o s e l r ü c k e n hat etwa die Gestalt eines Dreieckes, dessen eine Seite, der Nordostabhang, von SO nach NW, dessen zweite, der Südostabhang, von NO nach SW und dessen dritte Seite, der Westabhang, von N nach S streichen. Während die ersten beiden nahezu in einer Geraden verlaufen, bildet der letztere einen nach O konvexen Bogen. Die Ostecke des Rückens ist die Kosel, die Nordwestecke der Königsberg, Sign. 530, und die Südwestecke der Kolbenberg, so daß er von drei Erhebungen begrenzt ist. Zwischen diesen breitet sich eine nahezu horizontale, mit Acker- und Wiesenland bedeckte Hochebene aus, welche durch einige kleinere, namentlich an den Rändern sitzende Kuppen ein leicht gewelltes Aussehen bekommt. Solche sind unter anderem am Nordostrande Sign. 535, etwa in der Mitte zwischen der Kosel und dem Königsberge, am Westrande Sign. 557,

[1]) Die Literatur über das in Rede stehende Gebiet beschränkte sich bisher auf einen von W u r m und Z i m m e r h a c k e l herrührenden Programmaufsatz der Kommunal-Oberrealschule zu Böhm.-Leipa: „Basalt- und Phonolithkuppen in der Umgebung von Böhm.-Leipa". Die Autoren heben bezüglich der Namen der einzelnen Kuppen hervor: „Sie sind teils von der Form der Kuppe, teils von der Art und Weise des vorkommenden Gesteines, teils von dem Besitzer derselben hergeleitet worden. Breitet sich an den Lehnen oder am Fuße eines Berges eine Ortschaft aus, so pflegt derselbe von dieser seinen Namen zu bekommen."

Nach Abschluß vorliegender Arbeit hat Herr H. V. G r a b e r in Böhm.-Leipa in seiner Abhandlung „Geologisch-petrographische Mitteilungen aus dem Gebiete des Kartenblattes Böhm.-Leipa und Dauba, Zone 3, Kol. XI der österreichischen Spezialkarte" (Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. 54, S. 454 [24]), die geologischen Verhältnisse des Koselgebietes kurz erwähnt."




Kartenskizze des Koselgebietes bei Böhm.-Leipa.
1 : 50.000
Harmsdorf
Waltersdorf
Neuland
Königsberg
530
535
557
Kosel B.

südöstlich des am Westabhange gelegenen Ortes Petersdorf und des nördlich davon bis auf die Hochfläche sich erstreckenden Dorfes Neuland. Die mit dichten Wäldern bedeckten Abhänge fallen nach allen Seiten zunächst etwa 100 *m* ziemlich steil ab und verlaufen dann unter einem Böschungswinkel, der nur wenige Grade beträgt, als sanft geneigte Lehnen. Diese reichen im S etwa bis zu einer Linie, welche die letzten Häuser des am Fuße der Kosel beginnenden gleichnamigen Dorfes und des westlich davon gelegenen Ortes Kolben verbindet, im W bis an den Waltersdorfer Bach, zum Teil etwas über ihn hinaus, im O bis zu einer in nordsüdlicher Richtung durch den nordöstlich der Kosel sich erhebenden Münzberg, Sign. 364, gedachten Linie und im NO und N bis an den Polzen, einen Nebenfluß der Elbe. Dies sollen zugleich die Grenzen des Koselgebietes sein. Der Polzen, welcher auf der Sohle einer breiten, flachen Talwanne in zahlreichen Windungen in einem wenig tief eingeschnittenen, nirgends eingeengten Bette durch üppige Wiesen und Felder dahingleitet, entspringt an den Südwestabhängen des Jeschkengebirges westlich von Oschitz bei Aicha. In nordwestlicher Richtung durchfließt er innerhalb des Koselgebietes Straußnitz und Neustadtl und nimmt, kurz bevor er dasselbe verläßt, den ihm aus SW zukommenden Waltersdorfer Bach auf. Jenseits des Polzen bilden der Straußnitzer Wald, Sign. 430, und der Schossenberg, Sign. 497, die Abhänge der flachen Talwanne. Um den Koselrücken liegen einige kleinere Erhebungen. Westlich von ihm erstreckt sich ein kleiner Rücken, der Kammerberg (Sommerberg), Sign. 535, von SW nach NO streichend, südwestlich vom Kolbenberge der Eichberg, Sign. 456, und östlich von diesem, etwa 750 *m* westlich vom Dorfe Kosel, eine kleine Kuppe, Sign. 438. Die einzige Erhebung auf der Nordseite des Koselrückens ist der Ertelsberg, Sign. 362, nordöstlich des Königsberges, etwa in der Mitte zwischen diesem und dem Polzen gelegen. „Auf dem nördlichen Abhange des Königsberges, zwischen Straußnitz und Neustadtl, strebt mitten in den Feldern ein isolierter Basaltkegel — der Ertelsberg (auch Zwergelsberg genannt, weil ihn die Sage zum Sitze von Berggeistern, Zwergen und Gnomen gemacht hat) — empor, der nur mit spärlichem Gebüsch bewachsen ist und von einer Kapelle gekrönt wird. Nach der Sage birgt er ungeheure Schätze, die nur am Palmsonntage während der Lesung der Passion gehoben werden können. (Siehe Mitteil. des Nordb. Exk.-Kl., I., pag. 139.) Die ganze Kuppe stellt einen großen, aus dickeren und dünneren Säulen bestehenden klippigen Basaltblock dar, der gegen Westen oberhalb eines geräumigen Rasenplatzes eine schöne Felspartie bildet. Der Gipfel hat eine mehrere Quadratmeter breite Plattform, auf der im Jahre 1812 eine Kapelle errichtet wurde und auf deren östlichem Ende ein auf schmaler Unterlage schwebender, aus horizontalen Säulen bestehender Basaltklumpen sich erhebt. Eine bequeme Serpentine führt zwischen den herausragenden Basaltsäulen auf den Gipfel, von welchem man eine angenehme Aussicht genießt" [1]).

[1]) Wurm und Zimmerhackel, a. a. O. pag. 21.

Geologischer Überblick.

Der geologische Aufbau des Koselgebietes ist relativ einfach. Die unterste zutage tretende Formation ist die Kreide. In ihr setzen jungvulkanische Gesteine auf, welche mit Ausnahme der Phonolithe des Münzberges Basalte sind, begleitet von zuweilen recht beträchtlichen Tuffbildungen. Von jüngeren sedimentären Ablagerungen treten noch Diluvial- und Alluvialbildungen auf.

Die Kreideformation wird in dem Koselgebiete repräsentiert durch den für sie in Schlesien, Sachsen und Böhmen typischen Quadersandstein; letzterer gehört hier dem turonen *Brongniarti*-Quader an. Dieser hat seine größte Ausdehnung im S und SO, wo er unter dem Tuff zutage tritt, etwa an der Grenze des Gebietes. Von letzterer an breitet er sich mächtig aus. Fast alleinherrschend und nur noch überragt von einzelnen Basalt- und Phonolithkuppen, bedingt er weithin den Charakter der südlich und östlich des Koselgebietes sich ausdehnenden Landschaft mit ihren engen, steilwandigen Tälern und den grotesken Sandsteinformen. Eine solche Schlucht mit fast senkrechtem Abfall öffnet sich westlich und südlich vom Dorfe Kosel in der Nähe der Grenze zwischen Tuff und Sandstein. Der Quader, der durchaus noch seine horizontale Lagerungsform ohne jede Spur einer Dislokation einnimmt, reicht im Zusammenhange bis an die unteren Häuser des Dorfes Kosel herauf, wo er in einem Steinbruche, dessen Material sich durch eine große Härte auszeichnet, abgebaut wird. Anstehend findet er sich dann nur noch in einigen Resten an anderen Orten. So nordwestlich des kleinen, westlich des Dorfes Kosel gelegenen Berges, Sign. 438, wo er zwischen diesem und dem Koselrücken aus dem Tuff herausragt, noch höher am Südabhange des Königsberges, nur ungefähr 30 *m* unterhalb des Kammes in einem etwa 5 *m* langen und 1·5 *m* hohen anstehenden Felsen. Als zum Teil quarzitische und eisenhaltige, bisweilen mehrere Meter lange Blöcke und als Sande, welche Reste des Quaders darstellen, ist er an den Abhängen weit verbreitet. Dort bilden erstere oft förmliche Sandsteinblockhalden (zum Beispiel Koselrücken am Nordostabhange, zwischen dem Königsberge und Sign. 535, dann am Westabhange wenig unterhalb Petersdorf, Königsberg am West- und Südwestabhange) und letztere sind bisweilen in Sandgruben (Königsberg, Kolbenberg, Kammerberg) anzutreffen. Sonach besteht der Koselrücken nicht in seiner ganzen Höhe aus Basalt, vielmehr wird sein Sockel aus Quader gebildet.

Im N und NO des Koselgebietes breitet sich auf beiden Seiten des Polzen, etwa 1 *km* breit, ein diluvialer Polzenschotter[1]) aus, welcher namentlich durch die auf kleinen Bodenanschwellungen angesetzten Gruben bis zu 3 *m* Mächtigkeit als Sand und geröllführender Kies aufgeschlossen ist, so beim Kirchhof Straußnitz und westlich von ihm an mehreren Punkten. Aus der Diskordanz seiner Schichten ergibt sich sein Absatz aus an Menge und Geschwindigkeit rasch wechselndem,

[1]) V. Zimmerman. Diluviale Ablagerungen in der Umgebung von Böhm.-Leipa. Mitteil. des Nordb. Exk.-Kl., XXVI. Jahrg., Dez. 1903, 4. Heft.

fließendem Wasser. Das zu verschiedenen Zwecken nutzbar gemachte Material entstammt zum Teil der Aufarbeitung der in der Nähe befindlichen tertiären Eruptivgesteine, so aus dem Basalt und Phonolith, anderseits ist es von dem zu jener Zeit wie alle diluvialen Gewässer bedeutend mächtigeren Polzen aus weiter aufwärts gelegenen Gegenden, zum Teil aus seinem Quellgebiete hierher transportiert worden. So finden sich bis kopfgroße Quarzknollen und Quarzkonglomerate, bestehend aus erbsengroßen, durch kieseliges Bindemittel verkitteten Quarzbrocken, sehr reichlich Kieselschiefer mit den bekannten lichten Quarzadern, ferner Phyllitquarzite und grünliche Schiefer, die aus dem Jeschkengebirge stammen dürften.

Alluvialbildungen von geringer Mächtigkeit sind, namentlich auf den Nord- und Westabhängen des Geländes, ziemlich häufig und bestehen aus einem bisweilen lehmigen Sandstein-, Basalt- und Tuffdetritus.

Der die Basalte begleitende, wahrscheinlich teilweise unter ihnen liegende, teilweise auch dieselben bedeckende Tuff ist am mächtigsten auf der Süd- und Ostseite des Koselgebietes entwickelt, während er auf dessen Nord- und Westseite sehr zurücktritt. Seiner Beschaffenheit nach lassen sich zwei Arten unterscheiden, ein dunkelbrauner Lapillituff und ein rotbrauner Aschentuff ohne Bomben. Ersterer ist am schönsten im Dorfe Kosel an der Straße und hinter einigen Häusern des Ortes bis zu 3 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen. Er führt in einem Haufwerk kleinerer Basaltbröckchen größere Basaltbomben, bis 1 *cm* große, prächtige Augit- und Hornblendekristalle, ferner bis 10 cm^3 große Sandsteinfragmente, Stücke von Muscovitgneiß und tonschieferartige Scherben. Der rotbraune Aschentuff, welcher südöstlich von Tiefendorf durch einen Weg 1 *m* tief eingeschnitten ist, findet sich auch vereinzelt auf der basaltischen Hochfläche des Koselrückens aufgelagert. Es ist sonach wahrscheinlich, daß diese beiden Tuffarten in verschiedenen Phasen der Basalteruption ausgeworfen worden sind, die Aschentuffe erst, nachdem der Erguß des Basalts bereits erfolgt war.

Wie bereits erwähnt wurde, sind die im Koselgebiete in Betracht kommenden Eruptivgesteine Basalte. Anstehend treten sie auf dem Koselrücken selbst nur an einigen Punkten zutage, auf der Kosel, etwa 1 *km* westsüdwestlich von dieser in einer steilen, einige Meter hohen, am Abhange gelegenen Wand und auf dem Königsberge und seinen Abhängen, ein Umstand, der zusammen mit der Bedeckung der Hochfläche durch Acker- und Wiesenland die Untersuchung nicht wenig erschwerte. Dagegen sind fast überall die Abhänge des Koselrückens, zum Teil auch die Hochfläche selbst, mit unzähligen Basaltbruchstücken bedeckt, welche an der Kosel, unterhalb der oben angeführten Felswand, an dem Kolbenberge und am Königsberge ausgedehnte Blockhalden bilden. Diese erlangen am Nordostabhange des Rückens, vom Walde eingeschlossen und verborgen, mit bisweilen mehrere Meter hohen Blöcken solche Dimensionen (bis 0·5 km^2), daß sie, wie es anderen Orten geschieht, als Steinmeere bezeichnet werden könnten. Charakteristische Säulenstellungen, welche einen Schluß auf die Form des Ergusses zulassen, finden sich auf dem



Koselrücken selbst nicht. Aber nach seiner topographischen Beschaffenheit bildet der Basalt des letzteren einen einheitlichen Erguß, der wegen seiner flächenhaften Ausdehnung die Bezeichnung einer Decke verdient. Die jetzige Mächtigkeit derselben kann nicht genau festgestellt werden, da nirgends ein Aufschluß zu finden ist, wo der Basalt direkt auf dem Tuff oder Sandstein auflagernd beobachtet werden könnte. Doch läßt sich aus dem schon erwähnten Zutagetreten des Quaders ziemlich hoch oben an den Abhängen des Rückens der Schluß ziehen, daß der Basalt viel weniger mächtig ist, als aus der Höhe des Rückens vermutet werden könnte. Die Dicke der Decke selbst wird außerdem auch an verschiedenen Punkten schwanken, da die Oberfläche des Sandsteines vermutlich schon zur Zeit der Basalteruptionen durch Erosion stark verändert und in unregelmäßiger Weise umgeformt war. Das einstige Plateau des Quaders mag wohl schon ein ähnliches Bild gezeigt haben wie die südlich und östlich vom Koselgebiete sich ausbreitende Quaderlandschaft, als, vielleicht nach vorausgehendem Aschenregen, der Erguß des Basalts alles einebnete. Dort, wo der Sandstein in die Höhe ragte, wird die Decke um so viel schwächer sein als dort, wo sich Eintiefungen befanden. Es ist, wie bereits gesagt, anzunehmen, daß der Koselrücken in seinem unteren Teile aus Quader besteht. Daß dieser bis zu diesem Niveau erhalten geblieben ist, während die Umgebung stärker abgetragen wurde, verdankt er dem Schutze des darüberliegenden Basalts und den die Abhänge bedeckenden Bruchstücken desselben.

Petrographisches.

Die Basalte des Koselrückens bieten makroskopisch keine Besonderheiten dar, sie sind durchweg mittelfeinkörnig, ohne doleritische Modifikationen und von grau- oder blauschwarzer Farbe mit verschieden großen Ausscheidungen von Augiten und Olivinen, die an manchen Orten, wo sie einige Millimeter groß sind, deutlich hervortreten. Letztere färben sich bei eingetretener Zersetzung meist rotbraun, was dem Gesteine bisweilen ein rötlich fleckiges Aussehen verleiht. Die hellen Partien des Königsberges, der Kosel usw., welche makroskopisch noch besonders auffallen, sind im nächsten Kapitel beschrieben.

Wie im geologischen Teile bereits gesagt wurde, stellt der Koselrücken einen einheitlichen Erguß dar. Trotzdem zeigen unter dem Mikroskop die Basalte in geradezu überraschender Weise, selbst auf die kürzesten Entfernungen hin, nicht unbeträchtliche Verschiedenheiten, welche sich in einer etwas abweichenden Beteiligung der Gemengteile, in der verschiedenen Ausbildung der einzelnen Mineralindividuen und in etwas anderen Strukturverhältnissen ausprägen. Immerhin bilden sie einen zusammengehörigen Typus und die auftretenden Varietäten sind auch keineswegs ein Beweis gegen die Annahme eines einheitlichen Ergusses, denn sie stehen untereinander durch Übergänge in Verbindung und es fehlt jedes Anzeichen dafür, daß sie, etwa von abweichendem Alter, sich gegenseitig durchsetzen.

Um allzuviel Wiederholungen zu vermeiden, mögen im folgenden nicht die Basalte der einzelnen Fundpunkte der Reihe nach be-



schrieben, sondern nur die charakteristischen Merkmale an ihnen hervorgehoben und die übereinstimmenden Ausbildungsweisen, für welche immer ein oder mehrere bezeichnende Vorkommnisse als Beispiele gelten sollen, zusammengefaßt behandelt werden.

Der größte Teil des ganzen Koselrückens setzt sich aus Nephelinbasaniten zusammen, welche als Typus der Kosel bezeichnet werden mögen. Die Basalte der eigentlichen Kosel, welche mit zu den relativ grobkörnigsten des Gebietes gehören, zeigen unter dem Mikroskop nur versteckt eine mikroporphyrische Struktur, welche besonders dadurch verwischt wird, daß zwischen den kleinsten und größten Pyroxenindividuen sich alle Zwischenglieder finden. Die kleinsten von ihnen sind oft automorphe, bräunliche, bisweilen fast farblos erscheinende Kriställchen, zwischen denen die helle, farblose Nephelinfülle abwechselnd mit zwillingsgestreiften Plagioklasen hervortritt. Die gelblichbräunlichen, meist automorphen mittleren und großen Individuen, welche in der Hauptsache dem gemeinen Augit — nur sehr wenige sind hier Titanaugite — angehören, sind ebenso wie die kleinen meist kurzprismatisch, etwas gestreckt nach der c-Achse und zugleich ein wenig tafelförmig nach $\infty P \infty$. Zwillingsbildung der gewöhnlichen Art nach $\infty P \infty$ ist häufig; Verwachsungszwillinge nach $-P\infty$ und nach $P2$ lassen sich nur selten beobachten; dann findet sich noch Sanduhrbau und an einigen Individuen eine Differenz in der Auslöschung zwischen Mitte und Rand. Verwachsungen kommen in der üblichen Weise mit Hornblende vor. An sonstigen Einschlüssen führen die Pyroxene nur noch kleine Magnetite, welche, wenn sie in einzelnen Individuen häufig werden, dieselben stellenweise förmlich bestäuben, wobei sie sich dann erst bei stärkerer Vergrößerung als scharf und zierlich begrenzte Kriställchen erweisen. Wie fast in allen Basalten des Gebietes, macht sich auch schon in diesen Schliffen die Tendenz der Augite bemerkbar, sich regellos oder auch radialstrahlig zusammenzuballen, was hier vor allem die größeren Individuen betrifft, während es an anderen Orten, namentlich in feinkörnigeren Varietäten, gerade gern die kleinsten Individuen zu tun pflegen.

Im Gegensatze zu den Augiten sind die Größenunterschiede zwischen den Olivinen weit bedeutender. Die kleinsten, etwa von der Ausdehnung der ungefähr 0·1 *mm* großen mittleren Augite, sind mit den großen, welche makroskopisch im frischen Zustande als kleine helle Pünktchen im Schliff hervortreten, nur durch eine äußerst geringe Anzahl von Zwischengliedern verbunden, so daß man diese beiden Extreme als Formationen auseinanderhalten könnte, was bei den Augiten in dieser Weise nicht möglich ist. Von den Olivinen zeigen die meisten, dem Erhaltungszustande des ganzen Gesteines entsprechend, Umwandlungserscheinungen. Diese Zersetzung ist bei den kleinen gerundeten Individuen eine vollkommene, während unter den größeren, mit durchschnittlich besserer Kristallform, welche auch durch magmatische Korrosion nicht beträchtlich beeinflußt wird, noch ziemlich frische zu finden sind. Die Umwandlung, welche meist in Serpentinsubstanz erfolgt, setzt wie gewöhnlich von den Rändern und Spalten aus ein, wobei sie oft bestimmten Flächen parallel läuft, wodurch die eigentümlichen drei- oder viereckigen Konturen der



Serpentinaggregate entstehen. Rinne[1]) führt, ohne eine Erklärung der Erscheinung selbst zu geben, als solche Fläche $2\breve{P}\infty$ an, ebenso wie später Soellner[2]), welcher die Ursache in einer versteckten Spaltbarkeit des Olivins nach $2\breve{P}\infty$ sucht. Wenn dies der Fall ist, werden sich also nur auf makropinakoidalen Schnitten die drei- und viereckigen Konturen der Serpentinaggregate zeigen, während sie auf brachypinakoidalen fehlen müssen. In Präparaten von der Kosel finden sich aber auch an Schnitten, welche sich durch ihre optischen Eigenschaften als solche nach dem Brachypinakoid erweisen, die ziemlich scharf begrenzten Serpentinfiguren, was zunächst im Gegensatze zu obigen Angaben auf eine Zersetzung nach dem Makrodoma deutet. Hierbei ist aber noch zu bedenken, daß auch eine Zersetzung parallel den Pyramidenflächen ähnliche Figuren hervorbringen würde, und zwar auf beiden Schnitten zugleich, sowohl auf Makro- wie auf Brachyschnitten, so daß also auch eine Pyramide in Betracht kommen könnte. Jedenfalls ist die Realität obiger Erscheinung nicht zu leugnen, aber die Angaben der in Frage kommenden Flächen sind mit Vorsicht aufzunehmen und sind scheinbar nicht überall gültig. Neben dem Serpentin tritt als zweites Umwandlungsprodukt des Olivins sehr häufig der durch seine braune Farbe, seinen Pleochroismus und seine Spaltbarkeit so glimmerähnliche Iddingsit auf. Dieser ist hier wahrscheinlich ein noch späteres Zersetzungsprodukt des Olivins als der Serpentin und vielleicht sekundär aus ihm entstanden. Nach der üblichen Annahme geht die Spaltbarkeit beim Iddingsit, abweichend von derjenigen des Olivins, parallel den Achsen c und b, also nach $\infty\bar{P}\infty$, sie müßte daher auf $\infty\breve{P}\infty$ austreten; letzteres ist die optische Achsenebene. Ein Schnitt der sich durch seinen Pleochroismus braun bis gelblichbraun und durch den Achsenaustritt auf ihm als ein solcher nach $\infty\bar{P}\infty$ erwies, zeigte im Gegensatz zu obigen Angaben eine Spaltbarkeit parallel zu c, was der echten Olivinspaltbarkeit entsprechen würde.

Nicht immer ist ein Olivin vollkommen durch Iddingsit ersetzt, manchmal umschließt er in der Mitte einen bisweilen bräunlich gefärbten Serpentinkern, der seinerseits noch frischen Olivin enthalten kann, an anderen Individuen tritt er erst am Rande und an den Spalten in schmalen Bändern auf. An Einschlüssen ist der Olivin arm, höchstens führt er dort, wo er noch hell ist, einige Magnetitkriställchen und Picotitoktaëderchen.

Von Eisenerzen finden sich ausschließlich Magnetite, welche, wenn sie automorph sind, die bekannten Oktaëderschnitte zeigen. Neben diesen immer kleinen Individuen kommen größere Fetzen des Minerals bis zu 0·5 *mm* Ausdehnung vor, und zwar in solchen Basalten, wo der Olivin zersetzt ist. An diesen sind sie dann immer gebunden und sie lagern teils regellos an seinen Rändern, teils in seiner Mitte, oft nur einen schmalen Rand von Serpentin und Iddingsit

---

[1]) Rinne. Über norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. Jahrbuch der königl. preuß. geologischen Landesanstalt, Bd. XIII, 1892, pag. 56.

[2]) Soellner. Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Jahrbuch der königl. preuß. geologischen Landesanstalt, Bd. XI, 1900, pag. 24.

stehen lassend, so daß man sie als ein bei seiner Zersetzung entstandenes Nebenprodukt betrachten möchte.

Den weitaus größten Teil der hellen Gemengteile bildet der Nephelin, welcher im Basalt selbst nie automorph ist, sondern als leptomorphe Partien die Lücken zwischen den anderen Gemengteilen ausfüllt. Indem über eine größere Fläche des Gesichtsfeldes eine Anzahl von benachbarten dieser Partien sich als gleichmäßig isotrop erweist oder anderseits übereinstimmende Polarisationsfarben und gleichzeitige Auslöschung zeigt, ergibt sich, daß dieselben ein einziges, von fremden Mineralien unterbrochenes Individuum bilden. Die Größe der Nephelinpartien schwankt in hohem Grade; dieselben können in den feinkörnigen Modifikationen wohl so klein werden, daß sie nur schwer in dem Gesteinsgewebe hervortreten. Auch die Beteiligung des Nephelins an letzterem ist örtlich sehr abweichend, indem in demselben Präparat dunklere, nephelinarme und augitreiche sowie hellere in umgekehrter Weise beschaffene Stellen nebeneinander lagern, von denen die letzteren noch besonders durch einen oft ungeheuren Reichtum an feinen Apatitnädelchen charakterisiert sind, deren große Zahl erst bei starker Vergrößerung sichtbar wird.

Die bis 1 *mm* großen, dem Basalt angehörenden Plagioklase, welche in großen, meist nach *M* tafelförmigen, xenomorphen Individuen vorkommen, sind nach dem Albitgesetze oder gleichzeitig auch noch nach dem Periklingesetze verzwillingt. Zunächst scheinen sie im Verhältnis zum Nephelin außerordentlich zurückzutreten. Bei genauerer Untersuchung aber erweisen sich noch viele helle, mit Apatiten erfüllte, bei gewöhnlichem Lichte recht nephelinähnliche Partien durch eine äußerst feine, erst bei starker Vergrößerung deutlich sichtbare Zwillingsstreifung als Plagioklase. Ihre Verteilung schwankt im Gesteine schon auf kurze Entfernung. Augenscheinlich sind die Individuen chemisch nicht ganz einheitliche Substanzen, denn an symmetrischen Schnitten nach *P* wurden bei verschiedenen Individuen Auslöschungsschiefen von 16° bis 25° gemessen, so daß zufolge dieser allerdings nicht übermäßig genauen Bestimmungsmethode sich der Plagioklas immerhin als vorwiegend dem Bytownit angehörig erweisen würde. Die meisten Individuen umschließen eine oft außerordentlich große Zahl schön umgrenzter Magnetit- und Augitkristalle, was auf ihre späte Entstehung hinweist.

Als accessorische Gemengteile finden sich, außer Apatit, mehr oder weniger zahlreich, auch im Mengenverhältnis untereinander schwankend, Glimmer und Hornblende, in meist magmatisch korrodierten Gestalten bis zu 0·25 *mm* Größe. Der mit einem deutlichen nach $\mathfrak{a}$ hellgelben, nach $\mathfrak{b}$ und $\mathfrak{c}$ braunen Pleochroismus versehene Glimmer zeigt fast an allen lamellierten Vertikalschnitten eine gegen die *c* schiefe Auslöschung im Maximum von 4°. Die Hornblende ist braun und etwa von derselben Größe wie der Glimmer.

Zu erwähnen ist noch das Auftreten echter Augitnester mit Glas. Dieselben sollen im Anschluß an den Basalt des Königsberges behandelt werden.

Basalte, welche sich 400—600 *m* westlich und nordwestlich der Kosel finden, stimmen mit den eben beschriebenen fast vollkommen

überein und unterscheiden sich nur durch die geringere Anzahl der Plagioklase, vor allem aber durch das Auftreten großer gedrungener Apatite, welche mit höchst deutlicher Querabsonderung versehen und oft teilweise mit Hämatitfetzen bedeckt sind. Dieselben erreichen eine außergewöhnliche Ausdehnung, die im Maximum 0·8 *mm* im Längsschnitt, 0·16 *mm* im Querschnitt, durchschnittlich aber etwa nur die Hälfte davon beträgt. Im Gegensatz zu den gestaltlich gleichen Individuen, welche in den Schlieren von dem gleichen Fundpunkte im nächsten Kapitel Erwähnung finden, sind sie ohne Bestäubung. Neben ihnen treten auch wieder sehr reichlich äußerst feine, oft hundertmal so lange wie dicke Apatitnädelchen auf, welche meist so zart sind, daß sie erst bei starker Vergrößerung wie feine Haarstriche sichtbar werden. Beide Formen sind aber vollkommen geschieden und durch keine Übergänge verbunden. Diese Trennung wird noch durch den Umstand verschärft, daß sie zu verschiedenen Zeiten kristallisiert sind, so daß sie mit Recht als zwei Generationen bezeichnet werden können. Die kleinen feinen Nädelchen sind wie gewöhnlich die ältesten Ausscheidungen aus dem Magma, die großen gedrungenen Individuen aber sind erst später entstanden. Sie umschließen nämlich ganz oder teilweise Magnetite und Augite von mittlerer Größe, deren Kristallformen durchaus scharf sind, weshalb sich die Apatite erst nach diesen beiden Mineralien gebildet haben können.

Dieser Umstand dient zunächst nur als ein Beweis für das Vorhandensein zweier, durch die Ausscheidungsdauer obiger beiden Mineralien zeitlich getrennten Apatitgenerationen. Anderseits spricht sich darin ein außergewöhnliches Verhalten des Apatits aus, denn daß die großen gedrungenen Individuen diesen Platz in der Ausscheidungsfolge innehaben, ist nicht das Normale, vielmehr nimmt man in der Regel an, daß sämtliche Apatite zu den ältesten Verfestigungsprodukten gehören. [1]) Ähnliche Verhältnisse wurden an ihnen schon von v. Chrustschoff [2]) in den Gabbrogesteinen Volhyniens und von Arnold Hague [2]) in einem Olivin-Leucit-Phonolith aus dem Ischawooa Canon, Wyoming Territory, beschrieben. Die Beobachtungen von v. Chrustschoff sind noch insofern bemerkenswert, als er ebenfalls konstatierte, daß die zeitliche Trennung in der Ausscheidungsfolge auch einen wesentlichen Unterschied in dem Habitus der betreffenden Mineralien hervorrufen kann, was sich in der Ausbildung der älteren Apatitindividuen als Nadeln, in der der jüngeren als große gedrungene Prismen zeigt, ganz analog den Verhältnissen in diesen Basalten. [3])

Dadurch, daß die großen Apatite von den jüngeren Plagioklasen ganz oder teilweise umschlossen werden und sie sich, schön konturiert,

---

[1]) Zirkel. Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. 1873, pag. 83, 245.

[2]) Zitiert in Zirkel, Lehrbuch der Petrographie, Bd. I, pag. 730.

[3]) Ähnliche abweichende Beobachtungen sind auch schon an anderen Mineralien gemacht worden, welche man ebenfalls gewöhnlich im Verfestigungsprozeß an die erste Stelle stellt. So ist z. B. von Fouqué und Michel Lévy gezeigt worden, daß sich auch die Ausscheidung der Magnetite während der ganzen Dauer der Gesteinsverfestigung vollziehen kann. (Ausführliches hierüber in Zirkels Lehrbuch der Petrographie, I., 1893, pag. 730.)

durch ihr abweichendes Lichtbrechungsvermögen ebenfalls aus der Nephelinfülle abheben, ist auch die Dauer ihrer Bildung begrenzt.

Ein im Nephelin liegender, 0·013 *mm* im Durchmesser betragender Basisschnitt eines Apatits, in welchen ein automorpher Augit hineinragt, ist noch bemerkenswert. Er zeigt einen eigentümlichen, 0·001 *mm* breiten, gleichfalls farblosen, zonenartigen Rand, welcher sich durch geringe Gegensätze in der Lichtbrechung gegen den Apatitkern und den umgebenden Nephelin abhebt. Wenn man im gewöhnlichen Lichte zunächst glaubt, daß dieser sechsseitige Rand ebenfalls gänzlich aus Apatit besteht, so ergibt sich im polarisierten Lichte, daß dies nur für vier Seiten der Fall ist, indem zwei Seiten einer Substanz angehören, welcher dasselbe chromatische Polarisationsverhalten wie dem benachbarten, hineinragenden Augit zukommt; ein Apatitkern ist also hier von einer ringähnlichen Zone umwachsen, welche nur zum Teil ebenfalls aus Apatit, zum anderen aus Augit besteht.

Dem Typus der Kosel gehören auch die Basalte des Kolbenberges an, mit welchen sie in der Struktur, in der Beteiligung der Gemengteile und in der Ausbildung der einzelnen Mineralien in der Hauptsache übereinstimmen. So in den Augiten, von denen die kleinsten, blaßbräunlichen eine Auslöschungsschiefe von 40—42° zeigen und die oft titanhaltigen größeren durch eine schöne Zwillingsbildung ausgezeichnet sind. Ferner in der Ausbildung der Olivine, in dem ungeheuren Reichtum der Nephelinfülle an Apatitnädelchen — die großen gedrungenen Individuen fehlen dagegen fast ganz — und in dem Auftreten von Hornblende und Glimmer. Die an den Koselbasalten auch zu beobachtende Erscheinung, daß helle, apatitreiche, in der Hauptsache aus Nephelin bestehende Partien mit dunkleren, mehr Augit enthaltenden abwechseln, macht sich hier besonders recht deutlich bemerkbar. Zusammen mit den Mineralien der später behandelten Schlieren sind die hellen Gemengteile, Nephelin und Plagioklas, ziemlich reichlich vertreten.

Auch die Basalte der dritten Ecke des Koselrückens, des Königsberges, sind noch zu diesem Typus zu rechnen, obwohl in ihnen sogenannte resorbierte Hornblenden neu hinzukommen und die großen Augite bedeutendere Dimensionen (bis zu 2 *mm* Länge) annehmen. Sonst stimmen sie mit ihm in der Struktur und der Ausbildung der Gemengteile überein, in dem Auftreten der bekannten zwei Apatitgenerationen speziell mit den Basalten nordwestlich der Kosel (S. 571), wenn auch die jüngere von ihnen nicht ganz solch beträchtliche Größe erreicht. Die oft sehr umfangreichen, bis 2 *mm* langen und 1 *mm* dicken, automorphen Augite unterscheiden sich von den kleineren und mittleren, obschon sie beide gewöhnlicher oder etwas titanhaltiger Augit von demselben Habitus wie auf der Kosel sind, besonders durch einen schönen und häufig ausgeprägten Zonenbau. Sie weisen zwei, meist sogar drei Zonen auf, welche sich durch Farbenunterschiede auf allen Schnitten schon im gewöhnlichen Lichte kenntlich machen. Der oft unregelmäßig gestaltete Kern ist in seiner Ausdehnung recht schwankend, bisweilen wird er so umfangreich, daß für die beiden äußeren Zonen nur ein schmaler Raum bleibt. In der Regel ist er blaßbraungelb gefärbt, während die



nächstfolgende Zone eine braungelbe und der Rand eine rötlichviolette, dem Titanaugit ähnliche Farbe aufweist. Auch die Maximalauslöschungsschiefen der einzelnen Zonen sind verschieden. Bei einigen Individuen, die mit zwei von ihnen ausgestattet waren, ergab sich zwischen beiden eine Differenz von 10°, bei anderen mit drei Zonen zwischem dem Kerne und der angrenzenden eine solche von 14°, zwischen dem Kerne und der äußersten von 5° und zwischen letzterer und der mittleren von 10°. Doch können letztere beiden Werte nur annähernd richtig sein, da sich in den äußeren beiden Zonen ein stetiger Übergang der Auslöschungsschiefen verfolgen läßt, wie sie überhaupt nicht scharf voneinander getrennt sind und namentlich die äußere recht unregelmäßig angeschlossen ist, oft teilweise ganz fehlend. Dieser Aufbau der Individuen aus isomorphen Schichten drückt sich auch noch in der Art der Einschlußführung aus. Die in dem Kerne meist in sehr großer Zahl, gewöhnlich reihenweise angeordneten, mit oft mehreren Bläschen versehenen Glaseinschlüsse fehlen in den beiden äußeren Zonen fast vollkommen, während letztere reichlicher wie erstere kleine Magnetitkriställchen umschließen.

Schon früher wurde die Zusammenballung der Augite erwähnt. Neben diesen Anhäufungen kommen, ebenfalls im ganzen Koselgebiete verbreitet, noch andere desselben Minerals vor, welche mit dem Namen Augitnester bezeichnet werden mögen. Es sind dies Gebilde anderer Entstehung, nämlich Produkte, hervorgegangen aus der Einschmelzung von Quarzpartikeln aus durchbrochenen Sandsteinen. Im Basalte des Königsberges sind sie besonders schön ausgebildet und in ihm relativ am häufigsten. Die rundlichen Aggregate, welche hier 3 bis 4 *mm* groß werden können — an anderen Orten des Gebietes sind sie meist bedeutend kleiner — treten schon makroskopisch als hellere Kügelchen deutlich hervor, sind aber von den später behandelten kleinen hellen Schlieren makroskopisch schwer zu unterscheiden. Schon ohne Mikroskop läßt sich im Dünnschliff verfolgen, daß sie von der ziemlich gleichmäßig hellen Mitte aus bis an den normalen Basalt immer dunkler werden, gegen welchen sich das Augitnest ziemlich scharf abgrenzt.

Unter dem Mikroskop bemerkt man leicht den Grund für die stetige Abnahme der Helligkeit nach dem Rande zu. An diesem besteht das Gebilde nur aus Augiten, welche meist so lückenlos aneinanderstoßen, daß die Kristallform nur wenigen Individuen erhalten geblieben und eine förmliche Ineinanderkeilung eingetreten ist. Nach der Mitte zu weichen sie immer mehr und mehr auseinander, bis sie in der im Zentrum gelegenen Partie ganz verschwinden. Der Augit, welcher mit dem Porricin keine Ähnlichkeit besitzt, gehört mit einer Auslöschungsschiefe von mehr als 42° dem gemeinen an. Seine Größe schwankt zwischen kleinen Individuen vou 0·03 *mm* Länge bis 0·35 *mm*, eine zwischen beiden liegende Form bildet die Mehrzahl. Die meisten Individuen sind nicht wie im Basalt mehr oder weniger tafelförmig, sondern vielmehr säulenförmig nach der *c*-Achse gestreckt. Sanduhr- und Zonenbau ist nicht, Zwillingsbildung nur selten zu beobachten.

Die innere, helle Partie wird in den Augitnestern des Königsberges sehr häufig durch Zeolithe gebildet. Das Vorhandensein der Zeolithe ist nun allerdings bei den Augitnestern nicht das gewöhnliche, sondern das Auftreten einer die eingeschmolzenen Sandsteinpartikelchen zum Teil noch repräsentierenden Glassubstanz, welche sich in den Augitnestern des Königsberges zwar nur untergeordnet, in den anderen, überall verbreiteten Vorkommnissen des Gebietes aber sogar ausschließlich beobachten läßt. Es braucht jedoch nicht angenommen zu werden, daß hier die Zeolithe lediglich aus dem Glase sekundär entstanden sind, denn es könnten sich in dem Innern der Nester auch Hohlräume gebildet haben, in denen sie sich dann ansiedelten. Es gibt ja anderswo in Augitnestern auch Karbonate, die kaum aus dem Glase hervorgegangen sein können.

Von accessorischen Gemengteilen führen oft sowohl die Augitnester mit Glassubstanz wie auch die mit Zeolithen einige braune Glimmerindividuen, deren Auslöschungsschiefe im Maximum bis 4° die Identität mit denen im eigentlichen Basalt dartut, neben etwas brauner Hornblende. Beide Mineralien können auch in der Augitzone liegen, finden sich aber vorwiegend in dem glasigen Innern sowie in den Zeolithen.

Die in den Königsberger Basalten neu hinzugetretenen, oft 2—3 *mm* langen sogenannten resorbierten Hornblenden sind von dem bekannten Aussehen.

Ganz vereinzelt findet sich in den eben behandelten Basalten fast farbloser Melilith in scharfen Rechtecken (bis 0·2 *mm* lang und 0·06 *mm* breit), welche, in die helle Nephelinfülle hineinragend, auf Grund ihrer Automorphie ihre frühere Festwerdung bekunden. Die Individuen mit gerader Auslöschung lassen die so charakteristische Faserung sehr deutlich erkennen. Bei der 45°-Stellung tritt die bekannte lavendelblaue Farbe[1]) auf. Als xenomorphe, übrigens in gerade derselben Weise faserige Partie läßt sich der Melilith in dem Gesteinsgewebe nicht so selten deutlich erkennen. Eine Begleitung durch Perowskit konnte nicht nachgewiesen werden. Ein ähnliches Vorkommen des Meliliths im Basalt und damit überhaupt das Vorhandensein in einigen von ihnen wurde zuerst von Zirkel[2]) in den erzgebirgischen Basalten vom Pöhlberg bei Annaberg, von der Scheibenberger Kuppe zwischen Annaberg und Schwarzenberg und von Geising bei Altenberg nachgewiesen und in vollem Umfange von Stelzner[3]) durch andere Vorkommnisse bestätigt.

Der zweite Typus, dem alle noch übrigen Basalte des Koselrückens angehören, welche ebenfalls Nephelinbasanite sind, unterscheidet sich von dem der Kosel durch eine andere Ausbildungsweise der Feldspate, durch größere Feinkörnigkeit, durch das deutlichere Hervortreten der porphyrischen Struktur, durch Armut an Apatiten und das fast vollkommene Fehlen von Hornblende und Glimmer.

---

[1]) Über die Erklärung derselben siehe Zirkels Lehrbuch der Petrographie. I., 1893, pag. 258.

[2]) Zirkel. Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. 1870, pag. 79.

[3]) Neues Jahrb. f. Mineral. Beilagebd. II., 1882, pag. 396; ebenda 1882, I., pag. 229.

Hierher gehört zunächst der Basalt der anstehenden Felsen, etwa 1 *km* westsüdwestlich der Kosel. Wenn auch die porphyrische Struktur hier noch nicht so sehr ausgeprägt ist, so erweist er sich doch schon als bedeutend feinkörniger als der Basalt der Kosel. So sind die kleinen, ziemlich gleichmäßig ausgebildeten Augite, welche man als die der Grundmasse bezeichnen könnte, nur etwa 0·02—0·05 *mm* lang. Die großen, gleichsam als Einsprenglinge auftretenden automorphen Augite von durchschnittlich 0·3—0·4 *mm* Größe sind verhältnismäßig noch selten und treten gegen die zum Teil kleineren, zum Teil auch größeren Olivine, welche oft durch magmatische Korrosion und die bekannten Zersetzungserscheinungen verändert sind, stark zurück. Auch die Magnetitkriställchen sind von geringeren Dimensionen, mit Ausnahme der wieder zum größten Teil an die zersetzten Olivine gebundenen xenomorphen Fetzen des Minerals. Die bedeutendste Abweichung von dem Koseltypus liegt aber in der Beschaffenheit der Plagioklase, welche, im Gegensatze zu den dort herrschenden, außerordentlich großen, tafelförmigen Individuen, kleine, schmale, verzwillingte, durchschnittlich 0·05 *mm* große Leistchen sind, von demselben Habitus, wie man sie anderweitig gewöhnlich in Nephelinbasaniten oder Feldspatbasalten beobachtet. Ihre Verbreitung ist über das ganze Gesichtsfeld ziemlich gleichmäßig, ebenso wie die der Nephelinfülle. Dieser Basalt stimmt überein mit dem von den nächst dem Königsberge südöstlich gelegenen zwei Küppchen.

Eine außerordentlich deutliche mikroporphyrische Struktur zeigen die Basalte von einem Teile der Hochfläche, der von einer kleinen Erhebung nördlich und nordwestlich vom Forsthause Neuland bis Sign. 557 reicht. In ihnen ist die Grundmasse ungewöhnlich feinkörnig, ihre Augite sind winzig klein und so eng zusammengedrängt, daß für die hellen Gemengteile, die Feldspatleistchen und die Nephelinfülle, nur wenig Raum bleibt, so daß namentlich der erstere an einigen Stellen nur noch schwer zu finden ist. Um so umfangreicher sind dagegen hier die als Einsprenglinge funktionierenden Pyroxene und Olivine. Die bis 2 *mm* großen Augite sind zum Teil titanhaltig und zeigen wieder, wegen ihrer Größe besonders schön, Zwillingsbildungen, Sanduhr- und Zonenbau. Die bisweilen noch größeren Olivine weisen auch nichts Neues auf.

Wie schon erwähnt, sind diese Unterschiede zwischen den beiden Typen nur gering und auch nicht etwa auf zwei verschiedene Ergüsse zu beziehen, weil sie gegenseitig durch Übergänge verbunden sind. Als ein solches Bindeglied ist der Basalt von Sign. 535 aufzufassen, welcher sowohl wegen seiner Struktur in die Mitte zu stellen ist, wie er auch vor allem durch das Nebeneinandervorkommen der großen, tafelförmigen Plagioklase und der kleinen Leistchen für die beiden Typen charakteristische Merkmale in sich vereinigt. Ein weiterer, deutlich zu verfolgender Übergang findet sich noch unter anderen zwischen den Basalten des Kolbenberges und denen der westsüdwestlich der Kosel anstehenden Felsen. Von letzteren ausgehend, treten nach dem Kolbenberge zu die Feldspatleistchen immer mehr vor den großen Plagioklasen zurück, bis sie etwa bei den südlich von Petersdorf gelegenen einzelnen Häusern fast ganz verschwunden

und nur die großen Individuen vorhanden sind. Zugleich stellen sich wieder einige Hornblende- und Glimmerindividuen ein zusammen mit dem reichlicheren Auftreten der in dem grobkörnigeren Gesteine besser hervortretenden, auch apatitreicheren Nephelinfülle. Von diesen Basalten, die übrigens denen zwischen der Kosel und den oben genannten anstehenden Felsen gleichen, bis zu denen des eigentlichen Kolbenberges ist nur noch ein kleiner Schritt.

Die Zusammenballungen von Augiten, welche hier namentlich aus den kleinsten Individuen bestehen, und die Augitnester mit Glas gleichen denen in den Basalten vom Typus der Kosel, ebenso wie die in diesen feinkörnigen Modifikationen gleichfalls vorkommenden, wenn auch weniger zahlreichen Zeolithaggregate.

Von Interesse wäre es vielleicht noch zu versuchen, die vermutlichen Eruptionspunkte des Koselrückens festzustellen. Der einzige Punkt, der allein hierfür in Betracht kommen könnte, indem er als alleiniges Vorkommen der sogenannten resorbierten Hornblenden auf diesem Rücken selbst eine gewisse Sonderstellung einnimmt, ist der Königsberg. Dies gilt zumal dann, wenn die von Hazard[1]) für die Lausitz angegebene Unterscheidung der Stielbasalte und Deckenbasalte, welche auf der Führung der resorbierten Hornblende in den ersteren und auf dem Fehlen derselben in den letzteren beruht, auch in diesem Gebiete Geltung haben sollte. Wenn auch der Königsberg nicht als ein eigentlicher Stiel bezeichnet werden kann, da er sich nicht nur allein in gleicher Höhe mit den anderen Teilen des Koselrückens befindet, sondern mit seinem zerklüfteten Gipfel sogar zum Teil über ihn hinausragt, so verrät doch, wenn man Hazards Annahme folgt, die resobierte Hornblende hier einen Eruptionspunkt, denn „wo innerhalb des deckenförmig anstehenden Basalts Hornblendeführung konstatiert werden konnte, machte sich dieselbe topographisch schon kenntlich, indem derartige Stellen sich buckelförmig über die Nachbarschaft erheben. Es ist dies dadurch erklärlich, daß die größere Feinheit und Gleichmäßigkeit des Kornes dem Hornblendebasalt eine größere Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärilien verleiht, oder daß von vornherein der letzte Rest des Magmas sich über dem Eruptionskanal etwas aufstaute.“ [2]) Hierdurch ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß noch mehrere Eruptionskanäle für den Koselrücken existieren. Sicher läßt sich die Frage der Eruptionspunkte überhaupt nicht entscheiden, da auch alle anderen Merkmale, wie zum Beispiel charakteristische Säulenstellungen, fehlen. Sodann befindet sich auch der Erguß überhaupt nicht mehr in dem Zustande wie nach seiner Entstehung, denn durch die Wirkung der Erosion sind seine Dimensionen bedeutend verringert worden. Als Zeugen hierfür dienen die losen, oft zu sogenannten Steinmeeren angehäuften Blöcke und die in nächster Nähe ringsum den Rücken zerstreut liegenden, teils größeren, teils nur als kleine Bodenanschwellungen sichtbaren, aus basaltischem Material bestehenden Küppchen, welche als teils ver-

[1]) Hazard. Über die petrographische Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten in der Lausitz. Mineralogische und petrographische Mitteilungen, XIV, 1895, pag. 297.

[2]) Hazard, a. a. O. pag. 309.

rutschte Trümmer der Decke anzusehen sind. Sie lassen sich immer mit kleinen Abweichungen an die auf den zunächst gelegenen Teilen des Koselrückens herrschenden Basaltmodifikationen angliedern, weshalb eine gesonderte Beschreibung derselben überflüssig ist. In ihrer petrographischen Beschaffenheit sind auch die größeren, getrennten Erhebungen nicht beträchtlich verschieden von den Basalten des Koselrückens. Der Kammerberg stimmt in seinen Basalten mit dem feinkörnigen Typus überein. Der Basalt des Eichberges führt große, bis $^1/_2$ *cm* betragende automorphe, meist unzersetzte Olivine neben kleinen Individuen des Minerals. An Feldspaten ist er ebenfalls arm. Da diese zum Teil als große tafelförmige Individuen auftreten und da auch Hornblende und Glimmer etwas reichlicher vorhanden sind, ist er am besten wieder als Mittelglied zwischen den beiden Typen aufzufassen.

Der blauschwarze, äußerst feinkörnige, mit großen Olivinen versehene und durch schönen muscheligen Bruch ausgezeichnete anstehende Basalt des Ertelsberges läßt sich nicht ohne weiteres an die bisher beschriebenen Vorkommnisse anschließen, denn er zeigt unter dem Mikroskop immerhin beträchtliche Unterschiede. Es ist ein Nephelinbasalt, der einzige des ganzen Gebietes, vom spezifischen Gewicht 2·93. Die erste Abweichung besteht in dem Auftreten eines braunen, mit zahllosen trichitähnlichen, schwarzen Punkten und Strichelchen gespickten Glases, welches bisweilen, namentlich in den Randpartien des Berges, so reichlich wird, daß man den Basalt an solchen Stellen als Glasbasalt bezeichnen könnte. In anderen Schliffen tritt es dagegen hinter den Nephelin zurück, mit welchem es, als letztes Verfestigungsprodukt, die Lücken zwischen den anderen Gemengteilen erfüllt. Von diesen finden sich zwischen den zum Teil automorphen, mikroskopisch kleinen und makroskopisch hervortretenden Augitindividuen alle verbindenden Glieder. Außer durch Zwillingsbildung und Sanduhrbau sind die großen Individuen durch schönen Zonenbau charakterisiert, welcher sich meist in der Ausbildung zweier Zonen, in bezug auf Form, Farbe und Einschlußführung den auf dem Koselrücken beobachteten gleichend, geltend macht. An Auslöschungsschiefen wurden zwischen beiden Zonen ausschließlich 9—10° gemessen. Dieselben Übergangsverhältnisse finden sich auch bei den Olivinen, welche von kaum 0·03 *mm* großen, meist xenomorphen Körnchen bis zu mehreren Millimeter großen, magmatisch korrodierten, aber noch ziemlich unzersetzten Individuen anwachsen. Magnetit ist in kleinen Kristallen vorhanden, Apatitnädelchen fehlen fast vollkommen, ebenso sind Glimmer und Hornblende nicht vertreten. Auch die sonst so häufigen, später beschriebenen Schlierenbildungen und Zeolithaggregate finden sich nicht. In äußerst schönen Individuen aber resorbierte Hornblende, welche, der vom Königsberge gleichend, oft 3—4 *mm* lang und 1—1·5 *mm* dick wird und sich schon makroskopisch durch ihren Glanz und ihre dunklere Farbe abhebt. Eine Substanz, welche den für sie so charakteristischen braunen, durchscheinenden Keulen gleicht, findet sich in kleinen Fetzen auch außerhalb dieser Individuen. Ohne das gleichzeitige Auftreten derselben in den Hornblenden würde man letztere ohne Zweifel wegen der geraden

Auslöschung, wegen ihres Pleochroismus und wegen ihrer durchscheinenden braunen Farbe als Titaneisen bestimmen. Eine Bestätigung findet diese Vermutung in den neuesten Untersuchungen von Zirkel[1]).

Im Gegensatze zu dem Königsberge, welcher bei der Annahme der Hazardschen Deutungen als Scheitel eines Eruptionskanals gelten kann, ist der Ertelsberg, welcher sich aus der Talsohle als ein isolierter turmähnlicher, steilwandiger Fels von zirka 20 *m* Höhe und ungefähr nur ebensoviel im Querschnitt messend erhebt, als eine im Eruptionskanale selbst erstarrte Masse, als ein sogenannter Stiel aufzufassen. Nachdem der einst zu ihm gehörige, auf der damaligen Erdoberfläche als Kuppe oder Decke gelegene Erguß weggeführt war, ist er aus den darunter lagernden, leicht abtragbaren Schichten dann in seiner jetzigen Gestalt als Basaltblock herausgearbeitet worden. Daß er wirklich einst ein unter der Erdoberfläche verborgener Stiel war, beweist mit Sicherheit seine Lage unterhalb der unteren Grenze der Basalte des Koselrückens, welche ungefähr dem Niveau der damaligen Erdoberfläche entspricht; auch die meist horizontale Lagerung der an einigen Stellen nach der Achse zu konvergierenden Säulen ist dieser Auffassung günstig. Durch die in seinem anstehenden Basalt sehr reichlich vorhandene resorbierte Hornblende erhält die Hazardsche Annahme dann auch für dieses Vorkommen ihre Gültigkeit. Die von ihm ebenfalls gemachte Erfahrung, daß die Olivine in den meisten Fällen in solchen hornblendeführenden Stielen fehlen oder wenigstens stark zurücktreten, findet dagegen hier keine Bestätigung[2]).

Wenn man sich den Bau des hier in Betracht kommenden Teiles des Koselgebietes vergegenwärtigt, drängt sich die Möglichkeit auf, einen Zusammenhang des einst vorhandenen Ergusses, zu dem der Ertelsberg einen Kanal darstellt, mit den benachbarten Basalten zu vermuten. Der Ertelsberg liegt auf der Sohle der 3—4 *km* breiten Polzentalwanne, deren Abhänge im Süden von dem Koselrücken, im Norden von dem Straußnitzer Walde und dem Schossenberge gebildet werden. Beide weisen die gleichen Bauverhältnisse auf, einen oberen aus Basalt bestehenden Teil und einen diesen tragenden Sockel von Sandstein. Der Ertelsberg liegt als Stiel unterhalb der unteren Basaltgrenze, und somit ist es wohl möglich, daß beide jetzt durch die Talwanne getrennten Basaltpartien einst in Verbindung gestanden haben, als Zeugen nur den einen Stiel zurücklassend.

Wahrscheinlich als Reste des weggeführten Ergusses sind Basaltscherben aufzufassen, welche namentlich auf der Plattform des Ertelsberges umherliegen. Ganz abweichend von seinem glasführenden Nephelinbasalt, zeigt dieser Basalt unter dem Mikroskop eine beträchtliche Anzahl kleiner, etwa 0·02 *mm* langer, verzwillingter Feldspatleistchen, welche mit Nephelinfülle in winzigen Partien abwechseln, während die resorbierte Hornblende sehr zurücktritt (in einem Schliff findet sich ein, höchstens zwei Individuen). Auch das Glas, dessen

[1]) Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten. XXVIII. Bd. der Abhandlungen der mathematisch-physischen Klasse der königl. sächsischen Gesellschaft der Wissenschaften Nr. III, pag. 135—137. Ausführliche Literaturangaben über resorbierte Hornblenden ebenda pag. 136.

[2]) Hazard, a. a. O. pag. 301.



Entstehung bei der raschen Abkühlung in dem relativ dünnen Stiele leicht zu erklären ist, fehlt. Alle diese zum Teil recht beträchtlichen Abweichungen machen es wahrscheinlich, daß diese Stücke nicht von dem eigentlichen Stiele stammen, sondern vielleicht, wie namentlich auch aus dem vereinzelten Auftreten der resorbierten Hornblende zu schließen ist, aus der Übergangszone zwischen ihm und seiner deckenartigen Ausbreitung.

Diese Bruchstücke fallen außerdem durch ihre eigentümliche Beschaffenheit, die sogenannte Sonnenbrennerstruktur[1]), auf. Ihre Oberfläche ist regellos besetzt mit hellgrauen, rundlichen Flecken von etwa 2—4 *mm* Durchmesser, die eingebettet in den scheinbar unveränderten dunklen Partien des Gesteines liegen. Beim Zerschlagen eines solchen „Sonnenbrenners“ entsteht nicht, wie sonst gewöhnlich beim Basalt, ein glatter Bruch, sondern eine höckerige Fläche, die eine kokkolithähnliche Struktur erkennen läßt, welche sich auch noch in feinen Farbenunterschieden bemerkbar machen kann. Betrachtet man die natürliche Oberfläche eines solchen Stückes bei auffallendem Lichte unter dem Mikroskop, so zeigt sich, wie zu vermuten war, ein deutlicher Unterschied zwischen dunklen und hellen Partien. Erstere weisen nichts Bemerkenswertes auf, die letzteren dagegen zeichnen sich durch netzförmig verflochtene, schmale, weiße Streifen und Bänder aus, die nur noch winzige, dunkle Zwickelchen umschließen. Die Substanz der hellen Flecken läßt sich mit dem Messer leicht abkratzen und liefert dann ein lichtes Pulver; dasselbe besteht, wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, wider Erwarten aus dunklen Gemengteilen des Basalts, zum größten Teil aus kleinen Augiten und wenigen Magnetit- und Olivinpartikelchen, ist dagegen vollkommen frei von den hellen Gemengteilen Nephelin und Feldspat. Demnach sind die Flecken nicht Konkretionen heller Gemengteile oder eines hellen Verwitterungsprodukts.

---

[1]) Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. II., 1894, pag. 896. In der dichten Basaltmasse treten dann und wann Körner von eckiger oder rundlicher Gestalt hervor, welche sich dadurch auszeichnen, daß sie meistens dunkler gefärbt sind, oft auch eine feine Strahlung besitzen. Im frischen Zustande des Gesteines ist ihre Umrandung häufig nicht scharf begrenzt und sie geben sich nur als dunklere Flecken zu erkennen; im verwitterten Zustande werden aber die Körner, deren Oberfläche alsdann gelbliche Farbe annimmt, deutlicher, so daß manchmal der Basalt ein kokkolithähnliches Aussehen gewinnt oder in Graupen zerfällt.

In den Steinbrüchen rheinischer Basalte nennt man dies erst durch den verwitternden Einfluß der Atmosphärilien entstehende Hervortreten eines rundkörnigen Gefüges, wobei die Masse leicht auseinanderfällt und technisch unbrauchbar wird, den „Sonnenbrand“, die diesem Vorgange unterworfenen Varietäten die „Sonnenbrenner“.

Laspeyres. Das Siebengebirge am Rhein. 1901, pag. 111. Die sogenannte Sonnenbrennerstruktur ist eine im frischen Gesteine ganz versteckte Sphäroidstruktur, die mit dem Liegen an der Luft immer mehr und mehr hervortritt. Zuerst zeigen sich auf dem Bruche solcher Basalte hellgraue Flecken, die strahlenförmig nach außen in das dunkle Gestein verlaufen und kleinere dunkle Partien einschließen. Schließlich zerfällt das scheinbar noch ganz frische Gestein in große und kleine eckigkugelige Graupeln

Solche Steine sind für Bauzwecke, namentlich für Pflastersteine, unbrauchbar; die rheinischen Steinbrecher haben ihnen diesen nicht erklärbaren Namen gegeben.

Über die sogenannten Sonnenbrenner vgl. noch Leppla, Zeitschrift für praktische Geologie. IX. Jahrg., 1901, Heft 5, pag. 176, und O. Reuber, Neues Jahrbuch für Mineralogie. Beilagebd. XIX, 1904, pag. 513.

Zu demselben Resultat ist Laspeyres[1]) auf einem anderen Wege gelangt, indem er die Beobachtung von Bruhns benutzte, die dieser 1891 an den hellen, strahligen Flecken (Gr. Ölberg) bei der Anfertigung von Dünnschliffen machte, daß nämlich „die hellen Strahlen schon beim Kochen der Splitter im Balsam verschwinden, aber dieselbe Struktur und Mineralzusammensetzung auch der Menge nach zeigen wie die dunklen Partien dazwischen". Er vermutet nämlich, daß sich bei der Einwirkung der Atmosphärilien durch Auslaugung eines radialstrahlig angeordneten Gemengteiles, als welchen er den Nephelin anspricht, zwischen den Gemengmineralien leere Räume bilden, welche die hellere Farbe hervorrufen und sich mit Balsam füllen, der die Erscheinungen der Totalreflexion des Lichtes aufhebt, so daß die zuvor hellen Flecken das Licht gerade so stark hindurch gehen lassen, mithin im reflektierten Lichte gerade so dunkel wie das normale Gestein erscheinen.

Obige Beobachtungen, die das Fehlen eines hellen Gemengteiles dargetan haben, und das Aussehen der weißen, netzförmig verflochtenen Bänder, die in Wirklichkeit mit Luft erfüllte Rinnen und Schläuche sind, bestätigen diese Anschauung. Die oben genannten dunklen Zwickelchen sind die einzigen soliden Substanzen in diesen Aggregaten.

Es handelt sich also um die Lockerung des Mineralverbandes durch Wegführung eines oder mehrerer heller Gemengteile. Laspeyres nimmt für die von ihm untersuchten Vorkommnisse nur Nephelin an, doch erfährt neben dem letzteren der Feldspat des Ertelsberges dasselbe Geschick.

Aber nicht allein von den hellen Flecken, sondern auch von den dazwischen liegenden dunklen Partien ist es leicht, ein lichtes Pulver abzukratzen, was bei den Basalten sonst nicht gelingt. Dieses führt wie jenes nur Augite, Magnetite und Olivine und ist ohne Nephelin und Feldspat. Die Auslaugung ist mithin nicht allein auf die hellen Flecken beschränkt, sondern hat auch die dazwischen liegenden Teile ergriffen und dadurch die Lockerung des Mineralverbandes auf die ganze Oberfläche ausgedehnt, ohne indessen auf ihr Unterschiede in der Zusammensetzung aus hellen und dunklen Mineralien hervorzubringen.

Eine mikroskopische Untersuchung der „Sonnenbrenner" unternahmen schon Zirkel[2]), Vogelsang[3]) und Bruhns[4]). Zirkel fand an rheinischen Basalten, „daß sich in manchen Fällen die Flecken oder Körner im Dünnschliff als nicht verschieden von der übrigen Basaltmasse erweisen, weder durch Mineralgehalt, noch durch Struktur, noch durch den Erhaltungszustand der kristallinischen Mineralien, und die ganze Erscheinung scheint dann bloß darauf zu beruhen, daß an den betreffenden Stellen die Glasbasis etwas trübe geworden ist". Vogelsang untersuchte die hierhergehörigen kleinen Kugeln des Basalts vom Dungkopf bei Unkelbach am Rhein, „welche makroskopisch betrachtet, im Innern eine unbestimmte graue Strahlung erkennen lassen;

[1]) a. a. O. pag. 111, 112.
[2]) Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. II., 1894, pag. 896.
[3]) Vogelsang. Die Kristalliten. 1875, pag. 167.
[4]) Laspeyres. Das Siebengebirge am Rhein. 1901, pag. 111.

von einer Sphärolithstruktur ist jedoch im Dünnschliff nichts zu entdecken; die Kugeln sind einfach körnige Aggregate, aber die zentrale Verdichtung macht sich durch eine entsprechende Einwirkung der Atmosphärilien, durch eine radiale Zersetzung, bemerkbar und daher rühren die grauen Zeichnungen, welche auf dicken Stücken deutlicher hervortreten als in Dünnschliffen zwischen Canadabalsam". Die Untersuchungen von Bruhns bestätigen nur das von Zirkel und Vogelsang Erkannte, auch er fand, „daß die hellen strahligen Flecken dieselbe Struktur und Mineralzusammensetzung auch der Menge nach zeigen wie die dunklen Partien dazwischen".

Andere Resultate liefern die mikroskopischen Untersuchungen eines „Sonnenbrenners" vom Ertelsberge. Vorausgeschickt muß jedoch werden, daß Dünnschliffe durch die Flecken selbst nicht hergestellt werden konnten, sondern nur solche durch den Basalt, allerdings möglichst nahe der fleckentragenden Oberfläche des Gesteines. Die Präparate weisen unter dem Mikroskop erkennbare Unterschiede zwischen größeren und kleineren dunklen und hellen Partien auf. Eine Gesetzmäßigkeit in ihrer Verteilung läßt sich jedoch nicht feststellen, aber in dem Mengenverhältnisse, in dem ihre Gemengmineralien zueinander stehen, erkennt man zwischen ihnen deutliche Gegensätze. Die dunklen Partien, welche oft als rundliche Flecken (also gerade umgekehrt wie auf der Oberfläche, wo die Flecken hell sind) auftreten, enthalten reichlicher Augite und Magnetite, die zwar in der Kristallform und im Erhaltungszustande nicht verschieden von denen in den hellen Partien sind, aber weit enger zusammengedrängt liegen als in letzteren, wodurch für die hellen Gemengteile nur wenig Raum übrig bleibt. Von diesen wiegt in ihnen der Nephelin vor, und zwar als Fülle in winzigen Körnchen, während der Feldspat, der anderseits um die dunklen Flecken herum reichlicher gelegen ist, wo er dann nicht selten die Andeutung einer tangentialen Anordnung zeigt, meist etwas zurücktritt. Die hellen Partien enthalten dagegen in größerer Menge Nephelinfülle und Feldspatleistchen zwischen den hier weiter auseinander liegenden Augiten und Magnetiten.

Weitere Verschiedenheiten zwischen beiden sind nicht zu bemerken, doch sind sie groß genug, um zu vermuten, daß die Fleckenbildung auf der Oberfläche mit diesen Struktureigentümlichkeiten des Gesteines zusammenhängt. Jedenfalls werden entweder aus den hellen oder aus den dunklen Partien die hellgrauen Flecken auf der Gesteinsoberfläche hervorgehen, aus welchen läßt sich jedoch aus obigen Unterschieden allein nicht erkennen, und die Auslaugung der hellen Gemengteile, die vielleicht Aufschluß geben könnte, ist nicht in die Tiefe gedrungen, obwohl die Schliffe, wie schon oben erwähnt, möglichst nahe der in diesem Sinne veränderten Oberfläche hergenommen sind, ein neuer Beweis auch noch dafür, daß die Flecken selbst nur eine Oberflächenerscheinung sind [1]).

[1]) Es sei hier noch kurz eine eigentümliche Erscheinung erwähnt, die sich auf dem Ertelsberge beobachten läßt. Die Magnetnadel zeigt nämlich ein ganz merkwürdiges Verhalten, sie dreht sich auf dem Gipfel um volle 360°, und zwar um einen Punkt, der etwa in der Mitte zwischen der Kapelle und dem im Osten auf der Plattform sich erhebenden Basaltklumpen in der Tiefe zu liegen scheint.

Schlierenbildungen.

Auf der Hochfläche des Koselrückens, etwa in der Mitte zwischen der Kosel und dem Forsthause Neuland, finden sich unter den in überaus großer Zahl umherliegenden Basaltblöcken einige, die von dem normalen Aussehen des Basalts abweichende Partien aufweisen, welche nach ihrem Charakter zu den Schlieren zu zählen sind. Deutlich heben sie sich von dem sie umschließenden Gesteine, einem Nephelinbasanit, der mit dem auf Seite 571/72 beschriebenen identisch ist, ab, sowohl durch die hellere gelblichgrüne Farbe wie auch durch die gröbere Ausbildung ihrer Gemengteile, die so weit geht, daß unter ihnen schon mit unbewaffnetem Auge durchschnittlich fast millimeterlange, glänzende Augitkristalle erkannt werden können, welche zusammen mit ziemlich ansehnlichen Magnetiten in einem verhältnismäßig homogen aussehenden Aggregat heller Gemengteile eingebettet sind. Eine solche Schliere zeigt aber nicht die anderswo so oft vorhandene rundliche Form, sondern stellt ein nur wenige Millimeter starkes Blatt dar, das, wie eingeklemmt zwischen den Basalt, so scharf gegen ihn abgegrenzt ist, daß fast das Aussehen eines Ganges oder Trumes von geringen Dimensionen hervorgebracht wird.

Waren schon makroskopisch die Unterschiede zwischen Basalt und Schliere bedeutend, so finden sich bei der Untersuchung unter dem Mikroskop deren noch viel mehr. Auch dann läßt sich keine Spur eines Überganges erkennen, unvermittelt schließt sich die Schliere an den Basalt an, abweichend von dem, was sonst meist bei den sogenannten Konstitutionsschlieren zu beobachten ist, wobei gewöhnlich der eine oder der andere der Gemengteile allmählich zurücktritt, um einem anderen Platz zu machen, der im gleichen Maße immer zahlreicher wird. Diese scharfe Trennung wird noch erhöht durch Magnetite von bedeutender Größe, welche innerhalb der Schliere, längs der Grenze gegen den Basalt eine Reihe bilden, die schon mit unbewaffnetem Auge im Dünnschliff zu erkennen ist. Diese meist rundum ausgebildeten Magnetite, oft mit der bekannten Zwillingsbildung nach O, sind ihrer Größe nach nicht identisch mit denen des Basalts, denn während erstere bis 0·9 mm^2 Fläche einnehmen können, erreichen die letzteren höchstens 0·25 mm^2. Formlose, rundliche Fetzen desselben Minerals, die sich noch neben ihnen und neben einigen kleineren, regellos verstreuten Magnetitkriställchen, etwa von der Größe der im Basalt auftretenden, finden, erfüllen manchmal mit einem Durchmesser, der bis 0·8 *mm* betragen kann, innerhalb der Schliere nahezu das ganze Gesichtsfeld.

Ungefähr in gleicher Anzahl wie die eben beschriebenen Magnetite kommen noch gewissermaßen als dunkle, porphyrische Einsprenglinge in dem hellen Aggregat Pyroxene in schönen, meist kurzprismatischen Kristallen vor, die so groß werden können — sie erreichen bis 1·1 *mm* Länge und 0·45 *mm* Breite — daß sie, wie bereits oben erwähnt wurde, dann schon makroskopisch sichtbar sind. Vorwiegend sind es rötlich violette Titanaugite, neben der charakteristischen Farbe an dem Pleochroismus und der starken Dispersion leicht zu erkennen, und nur einige, meist kleinere Individuen gehören



dem gemeinen Augit an. Von den Titanaugiten namentlich zeigen nicht mehr alle eine vollkommene Kristallumgrenzung, sondern manche von ihnen haben die scharfen, geradlinigen Umrisse verloren und weisen dafür ausgelappte Ränder auf, welche nicht selten mit vorspringenden Zungen versehen sind, oft anders wie die Mitte, und zwar meist grünlich gefärbt. Sie sind der Rest einer Zone, die bis auf die übrig gebliebenen zungenförmigen Vorsprünge durch magmatische Resorption wieder entfernt worden ist. Besonders schön ist an ihnen noch Zonen- und Sanduhrbau ausgebildet, oft beides an einem Individuum vereinigt. Der Unterschied in der Auslöschungsschiefe zwischen zwei aneinander grenzenden Pyramiden bei den Sanduhren beträgt durchschnittlich etwa 7°. Neben einer anscheinend regellosen Verwachsung mit einer braunen Hornblende, die sonst in der Schliere nur noch in einigen kleinen Individuen vertreten ist, finden sich an Einschlüssen in den Augiten einige Körnchen und Kristalle von Magnetit, große Apatite und zahlreiche, oft reihenweise angeordnete Glasporen und Glaseinschlüsse, von rundlicher und schlauchförmiger Gestaltung.

Die eben als Einschlüsse in den Augiten erwähnten Apatite sind nicht allein in diesen zu finden, sondern sie bilden überhaupt einen wesentlichen Bestandteil der Schliere. Deutlich sind sie in zwei Generationen geschieden, von denen die eine durch überaus schlanke Nädelchen, welche bei etwa 0·005 *mm* Breite nicht selten eine Länge von ungefähr 0·5 *mm* erreichen, repräsentiert wird, die andere durch außergewöhnlich breite Individuen, bei denen die Länge die Stärke nur um das Drei- bis Vierfache übertrifft; zwischen beiden Formen fehlt jeder vermittelnde Habitus. Die außergewöhnliche Stärke der letzteren läßt sich besonders leicht an ihren schönen Basisschnitten messen, welche mit einem Durchmesser von 0·05—0·07 *mm* über die ganze Schliere verbreitet sind, namentlich aber in den Augiten und in den großen Lappen und Kristallen von Magnetit deutlich hervortreten. In den meisten Fällen sind es schöne sechsseitige Schnitte, deren Gestalt von den anderen Gemengteilen ganz unbeeinflußt ist, bisweilen aber auch nur noch sechsseitige Ringe, welche einen Schnitt durch einen in der Mitte mit der angrenzenden Mineralsubstanz erfüllten Kristall darstellen. Neben ihrer verschiedenen Größe weisen die beiden Ausbildungsformen noch andere Unterscheidungsmerkmale auf. Während nämlich die schlanken Nädelchen vollkommen hell und durchsichtig sind, erlangen die kurzen, starken Individuen durch eine Bestäubung, deren Natur auch bei starker Vergrößerung nicht ermittelt werden konnte, eine gelbliche bis braungelbliche Farbe, welche so intensiv werden kann, daß die Individuen zuweilen im gewöhnlichen Lichte einem braunen Augit sehr ähnlich sehen, zumal ihre kurze, gedrungene Gestalt derjenigen der letzteren nicht unähnlich ist. In dem Basalt sind sie auch zu finden, wohl auch in derselben Größe, aber nicht so häufig.

Den größten Teil der Schliere, etwa zwei Drittel derselben, nehmen helle Gemengteile ein, welche deshalb den äußeren Farbeneindruck bedingen. Zunächst kommen zwei Feldspate in Frage, ein Orthoklas und ein Plagioklas.



Der Orthoklas, zuweilen nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, bildet helle, fast einschlußfreie Leisten von 0·3 *mm* Länge und 0·04 *mm* Breite und hat die Neigung, sich innerhalb der Schliere unter sich zusammenzuballen.

Der Plagioklas, welcher im Aussehen von dem Orthoklas ganz verschieden ist, tritt in großen Individuen auf, welche oft das ganze Gesichtsfeld einnehmen und nicht selten 1 *mm* lang und 0·3 *mm* breit werden. Neben den Orthoklasen gehört er, wie die Einlagerungen von Magnetiten, Augiten und Apatiten beweisen, mit zu den letzten Verfestigungsprodukten und hat deshalb eine von den anderen Gemengteilen sehr beeinflußte Gestalt. Durch eine feine, fast an den meisten Kristallen ausgebildete Zwillingsstreifung, welche oft das Albit- und Periklingesetz an einem Kristall vereinigt zeigt, ist er als Plagioklas leicht zu erkennen, schwerer schon in solchen Individuen, die jener Streifung entbehren. Doch wird dann beider Zusammengehörigkeit durch die gleiche Gestalt, Größe und Polarisationsfarbe erwiesen, mit noch größerer Sicherheit aber durch eine andere, ebenfalls beiden in gleichem Maße eigene Beschaffenheit, nämlich durch das Auftreten netzförmig verflochtener Adern von gelblicher Farbe, welche das ganze Individuum regellos durchziehen, den anderen Mineralien aber, auch den Orthoklasen, fehlen. Nicht selten, zumal wenn sie sich flächenartig verbreitern, weisen sie eine feine Körnelung auf und sind dann unter gekreuzten Nicols nicht mehr wie sonst vollkommen isotrop. Dieses Geäder ist unstreitig ein Glas, das sich als xenomorphe, durch winzige Partikelchen getrübte Substanz auch noch außerhalb der Plagioklase in der Schliere vorfindet, namentlich die Zwickelchen zwischen den Orthoklasen bildend und zwar durch dieselbe gelbliche Farbe und durch die gleiche auf die beginnende Zersetzung hindeutende Körnelung ausgezeichnet. Dieses Erfülltsein mit dem Glasgeäder kann so an Ausdehnung gewinnen, daß der Plagioklas nur noch in kleinen Körnchen fetzenartig zwischen ihnen liegt und nur die gleichzeitige Auslöschung oder die übereinstimmende Zwillingsstreifung diese als zu einem Individuum gehörig erkennen läßt.

Wollte man nach dem ersten Eindrucke urteilen, den das Geäder macht, so hätte man dasselbe für eine Zersetzungserscheinung, welche von Spalten aus eingesetzt hat, halten können. Doch bei genauerer Betrachtung erweist es sich gleichwohl verschieden von dem gewöhnlichen Aussehen derjenigen Substanzen, welche als typische Zersetzungsprodukte der Plagioklase an Risse gebunden sind.

Zu den frühesten Verfestigungsprodukten gehören, wie zumeist, die hellen schlanken Apatitnädelchen. Auch die großen bestäubten Individuen sind ebenfalls noch ziemlich früh entstanden, denn es finden sich schöne Kristalle unter ihnen, welche von den meisten anderen Mineralien der Schliere umschlossen werden, so von den Magnetiten, den Augiten und den Feldspaten; was die Magnetite anbetrifft, so finden sich die eingelagerten Apatite allerdings nur in den großen, meist an der Grenze gelegenen Kristallen und den Lappen, nicht aber in den kleinen, welche mit denen des Basalts identisch sind und in der Schliere auch nur in verschwindender Zahl

vorhanden sind. Sonach ständen die großen Apatite in der Entwicklungsreihe hinter den Apatitnädelchen und den kleinen Magnetitkriställchen, aber vor den großen Magnetiten, vor den Augiten, vor den Feldspaten und vor dem Glase. Es folgen jetzt etwa gleichzeitig die nahezu automorphen Magnetite und Augite. Daß die letzteren schon fest waren, als noch flüssiges Magma vorhanden war, beweist der schon erwähnte Umstand, daß ganze Zonen, als deren Rest die Zungen stehen geblieben sind, wieder in dasselbe aufgenommen wurden. Zuletzt erst schieden sich die noch übrigen hellen Gemengteile aus. Von diesen erstarrten die auch besser automorphen Orthoklase noch ohne Beteiligung von Schmelzfluß an ihrem Aufbau; die mit Glasgeäder durchzogenen Plagioklase entstanden als letzter individualisierter Gemengteil und endlich füllte das Glas noch die Lücken zwischen den Gemengteilen aus.

Es sind also in der Schliere von den Gemengmineralien des zugehörigen Basalts alle außer zweien, Nephelin und Olivin, zu finden. Von dem letzteren lassen sich auch nicht einmal Zersetzungsprodukte konstatieren. Ob der Nephelin vollkommen mangelt, kann nicht ganz bestimmt behauptet werden, da sich ja einige Individuen leicht unter der großen Zahl der anderen, ähnlich farblosen Gemengteile verstecken könnten.

Andere helle Schlieren, welche im einzelnen einige Abweichungen zeigen, in ihrer Gestalt und dem groben Korn ihrer Gemengteile aber mit den eben beschriebenen übereinstimmen, finden sich im Basalt des Königsberges, und zwar in Blöcken am Nordabhange desselben.

Unter dem Mikroskop zeigt sich jedoch, daß in ihnen die hellen Gemengteile eine noch überwiegendere Stellung einnehmen, die dunklen dagegen fast ganz zurücktreten. So fehlen in ihnen, abgesehen von dem übereinstimmenden Mangel an Olivin, vollkommen die großen Individuen von Titanaugit und Magnetit; wie letzterer, so ist auch der Augit nur durch einige zählbare Individuen vertreten, wobei aber die Augite in Größe, Habitus und Farbe vollkommen mit denen des zugehörigen Basalts übereinstimmen, so daß beide also nicht als eigentliche Schlierenmineralien bezeichnet werden können. Als einziger dunkler Gemengteil, der in dieser Schliere etwas reichlicher ist, tritt die braune, im Basalte sonst so oft beobachtete Hornblende auf. Sie zeigt formell zwei extreme Ausbildungsweisen, einesteils kommt sie in kurzen prismatischen Säulchen vor, andernteils in ziemlich langen schmalen Nadeln, welche bei einer größten Länge von etwa 0·33 *mm* nur eine Stärke von 0·009 *mm* haben, die ersteren besitzen dagegen bei derselben Länge eine solche von 0·04 *mm*. Neben der bekannten prismatischen Spaltbarkeit kann man namentlich an den längeren Individuen eine deutliche Querabsonderung bemerken.

Unter den hellen Gemengteilen, die auch hier die Hauptgemengteile der Schliere sind, nimmt wieder Plagioklas eine ganz hervorragende Stellung ein. Es sind zwar auch einige Orthoklase, den in der vorigen Schliere vorkommenden gleichend, vorhanden, aber in so geringer Anzahl, daß sie nicht unter die wesentlichen Bestandteile zu zählen sind. Wenn auch die Plagioklase hier nur durchschnittlich

halb so groß werden wie in der Schliere von der Hochfläche, so ähneln sie diesen doch sonst in den für sie als wesentlich erkannten Merkmalen, so in der Gestalt, in der feinen, oft an Anorthoklas erinnernden Zwillingsstreifung und auch in der Erfüllung mit dem charakteristischen Glasgeäder, das hier allerdings nicht so vorherrschend wie dort die Feldspate etwas heller erscheinen läßt. Das dem Geäder gleichende, außerhalb der Plagioklase auftretende Glas kommt hier nur in unwesentlichen Mengen vor. An Einschlüssen führen die Plagioklase kleine Magnetite, Hornblendekriställchen und schlanke Apatitnädelchen. Letztere sind auch in den übrigen Teilen der Schliere vertreten; die großen, gedrungenen Apatite fehlen ihr jedoch ganz, sind dagegen in dem zugehörigen Basalt selbst zu finden. Auch einen Gegensatz zu der Schliere der Hochfläche bildet das allerdings sehr geringe Vorkommen von hellen, fast einschlußfreien Nephelinen, in den bekannten kurzen Rechtecken, welche oft wohlumgrenzt in die Plagioklase hineinragend, früher wie diese entstanden sind.

Fast die Hälfte der Schliere nimmt eine farblose, durchsichtige Substanz ein, welche sich zwischen gekreuzten Nicols als vollkommen isotrop erweist. Sie ist neben Hornblende- und Magnetiteinschlüssen mit feinen Apatitnädelchen förmlich durchspickt, so daß es fast den Anschein erweckt, als wenn das Vorkommen der letzteren in der Hauptsache an sie gebunden sei. Wenn es auch auf den ersten Augenblick scheint, als ob das isotrope Mineral vollkommen xenomorph sei und nur die Lücken zwischen den Gemengteilen ausfülle, so erkennt man unter den allerdings in weit überwiegender Zahl vorhandenen xenomorphen Partien doch auch, namentlich dort, wo eine Störung durch Feldspate nicht erfolgt ist, zweifellos wohlumgrenzte Kristallschnitte, und zwar Achtecke, welche unmittelbar an die eines Ikositetraëders erinnern. Es kann sich bei den nun in Frage kommenden, in Ikositetraëdern kristallisierenden, regulären Mineralien nur um Leucit und Analcim handeln. Gegen die Auffassung sämtlicher isotropen Partien als Basisschnitte von Nephelin spricht neben der Form und dem Fehlen eines Interferenzbildes der vollkommene Mangel ihnen in der Größe entsprechender anisotroper Partien, welche als anders orientierte Schnitte unbedingt vorkommen müßten. Auch die Annahme, daß es sich um ein helles Glas handeln könnte, wird durch das Auftreten einer Kristallform widerlegt. Wenn die Substanz von manchen Rissen und Sprüngen, längs deren lebhafte Interferenzfarben auftreten, regellos durchzogen wird, so ist dies zwar eine bei Gläsern sonst oft beobachtete Erscheinung, aber keineswegs ausschließlich ein Beweis für die Glasnatur, sondern nur dafür, daß ein Mineral ohne ausgesprochene Spaltbarkeit vorliegt, was recht wohl auch auf Leucit und Analcim paßt.

Die sichere Entscheidung, welches von beiden vorliegt, kann nur durch ihre chemische Beschaffenheit getroffen werden. Zu diesem Zwecke wurde eine mikrochemische Reaktion vorgenommen. Nachdem zunächst die Angreifbarkeit der Substanz durch Salzsäure mittels Tinktionsversuchen konstatiert war, wurde, um die Einwirkung benachbarter Mineralien möglichst zu verhindern, an einer durch ein



durchbohrtes Deckglas isolierten Stelle des isotropen Minerals die Zersetzung mit Salzsäure vorgenommen und sodann dem Lösungstropfen Kieselfluorwasserstoffsäure zugesetzt, worauf reguläres Kieselfluorkalium in verhältnismäßig großer Menge auskristallisierte, ein Hinweis auf die Leucitnatur des Minerals. Einige Kieselfluornatriumkristalle, welche noch als Nebenprodukt erhalten wurden, erklären sich teils durch den Natriumgehalt des Leucites selbst, teils dadurch, daß durch den Isolierungsversuch keineswegs alle anderen ebenfalls zersetzbaren Mineralien ausgeschlossen werden konnten. Als solche könnten desminähnliche, zu radialstrahligen, kugeligen Aggregaten verbundene Zeolithe in Frage kommen, welche ja vermutlich ziemlich natriumhaltig sind. Diese kommen in der ganzen Schliere verbreitet vor und sind, wie ihr Verband und das Fehlen aller Gemengteile der Schliere und des Basalts in ihnen beweist, als sekundäre Produkte zu erachten.

Was nun noch die Ausscheidungsfolge der Gemengteile anbelangt, so ist sie hier ähnlich wie in der vorigen Schliere. Zunächst entstanden die Apatitnädelchen und die Magnetite, dann die Augite und die Hornblenden und zuletzt wieder die hellen Gemengteile. Von diesen zunächst die wenigen, aber wohlumgrenzten Nepheline und Orthoklase, dann die Leucite und die geringe Menge Glas, welche als letzte Verfestigungsprodukte die Lücken ausfüllen, weshalb der erstere nur selten eine Kristallform zeigt.

Nachdem die beiden Schlieren lediglich nach ihrem Aussehen und nach ihrer Mineralzusammensetzung beschrieben worden sind, erübrigt es noch, sie in genetischer Beziehung etwas näher zu betrachten. Vermutlich sind sie, wie allgemein bei hellen Schlieren angenommen wird, saurer wie der Basalt selbst, zumal in beiden Schlieren Orthoklas vorhanden ist und auch die durch Salzsäure kaum angreifbaren Plagioklase ziemlich sauer zu sein scheinen. Nun ist es eine bekannte Erscheinung, daß ein Magma bei dem Erstarrungsprozesse fortwährend seine chemische Zusammensetzung ändert, und zwar ist es wohl ohne Ausnahme festgestellt, daß dasselbe immer acider wird, so daß zuletzt die relativ sauersten Mineralien zur Ausscheidung gelangen. Sonach muß man sich die Entstehung der beiden Schlieren an die letzten Phasen der Erstarrung des Gesteines geknüpft denken. Dieser Umstand, aber auch nicht in letzter Linie die schon erwähnte eigenartige Form, die hellere Farbe und die beobachtete scharfe Trennung von dem Gesteine selbst sind charakteristische Merkmale für Schlieren, denen man den Namen hysterogenetische[1]) Schlieren gegeben hat. Bei der Betrachtung der zuletzt

[1]) Zirkel. Lehrbuch der Petrographie. I, 1893, pag. 791. „Hysterogenetische Schlieren sind solche, deren wieder aus dem Magma selbst heraus erfolgende Entstehung an die letzten Phasen seiner Verfestigung geknüpft ist und welche man hysterogenetische Schlieren nennen könnte. Hat sich aus einem Magma die Hauptmasse der Gemengteile in der Weise ausgeschieden, daß ihre Summe basischer ist als die Gesamtzusammensetzung des Magmas, so muß der letzte zur Kristallisation noch fähige Rest acider sein. Derselbe kann daher, sogar wo er aus selbst relativ basischem Magma übrig bleibt, zum Beispiel die Form von Orthoklas und Quarz annehmen, und deshalb findet man so häufig Gemenge dieser beiden Mineralien unter dem Mikroskop in dem Gesteinsgewebe an Orten —

fest gewordenen Gemengteile läßt sich noch eine weitere Beziehung auffinden. Da das zu einem großen Teil Kaliummineralien sind, einerseits Orthoklase, anderseits das leucitähnliche Mineral, ergibt sich zuletzt in den Schlieren eine Anreicherung von Kali, eine auch sonst oft bei der Erstarrung eines Magmas beobachtete Erscheinung. Überhaupt werden die beiden Schlieren, wie sich aus dem so reichlichen Vorhandensein der letzteren beiden Mineralien schließen läßt, reicher an Kali sein als der zugehörige Basalt, dem diese Mineralien fehlen. Ferner ist noch zu vermuten, daß in den Schlieren wegen des Mangels an Olivin die Magnesia zurücktritt.

Alle diese im vorstehenden auf Grund der mineralischen Zusammensetzung gemutmaßten chemischen Gegensätze finden sich durch zwei Analysen, welche auf meine Veranlassung Dr. Emil Donath in Leipzig ausführte, vollauf bestätigt.

I. Basalt (vgl. pag. 571).

II. Schliere darin (vgl. pag. 583).

	I.	II.
SiO_2	42·60	51·60
TiO_2	0·12	0·22
Al_2O_3	17·60	14·70
Fe_2O_3	9·82	11·90
FeO	4·30	6·30
CaO	12·40	4·88
MgO	7·14	2·24
K_2O	0·24	1·40
Na_2O	2·22	3·60
Wassergehalt . . .	1·49	1·52
Glühverlust	3 40	3·20
Summe	101·33	101·56

Ganz ähnliche Kontraste (unter anderem auch eine Verminderung von Al_2O_3 in der Schliere) zeigen sich zwischen einem Enstatitnorit aus den Steinbrüchen von Penmaenmawr im nördlichen Wales (III) und einer darin befindlichen hysterogenetischen grauen Schliere (IV) [1]).

insbesondere als zwischen die übrigen Gemengteile geklemmten Partien —, welche es deutlich verraten, daß hier in der Tat das letzte Verfestigungsprodukt vorliegt. Anderseits kann es aber geschehen, daß die örtliche Verteilung des letzten Kristallisationsrestes gewissermaßen in größerem Maßstabe erfolgt und daß, sofern er erst zur Solidifikation gelangt, nachdem die Hauptmasse des Gesteines mehr oder weniger starr und klüftig geworden, er schlierenförmige, gang-, blatt- und trumähnliche Gestaltung innerhalb derselben annimmt, scheinbar wohl dieselbe durchbrechend. Nicht mit Unrecht hat man dieses Schlierenmaterial förmlich mit einem Exsudat verglichen. Diese Art von Schlieren, wozu ein anderer Teil der sogenannten *Contemporaneous veins* und die „Ausscheidungstrümer" gehören, ist daher dann von aciderer Zusammensetzung und meist hellerer Farbe als die Gesteinshauptmasse, rundliche Formen, welche sich der letzteren gegenüber passiv verhalten, können bei ihr weniger zustande kommen; der Entstehungsweise nach werden hier die Übergänge zwischen Schliere und Hauptgestein am wenigsten ausgeprägt sein."

[1]) Waller. Midland Naturalist. 1855, pag. 4. Teall. British Petrographie. London, pag. 272. Quart. Journ. geol. soc. XI. 1884, pag. 656.



	III.	IV.
SiO_2	58·45	65·1
Al_2O_3	17·08	12·9
Fe_2O_3	0·76	2·0
FeO	4·61	4·7
CaO	7·60	4·7
MgO	5·15	2·8
K_2O	1·02	3·9
Na_2O	4·25	2·8
H_2O	1·07	1·9
Summe	99·99	100·8

Unter den auf Seite 792 ff. des I. Bandes in Zirkels Lehrbuch der Petrographie angeführten Beispielen hysterogenetischer Schlieren finden sich keine von Basalten. An diesen scheinen sie sonach damals noch nicht beobachtet worden zu sein. An denen des Koselgebietes sind sie jedoch eine weitverbreitete Erscheinung, welche sich außer den eben beschriebenen beiden Schlieren fast an allen seinen Basalten, wenigstens an den relativ grobkörnigen, nachweisen läßt. Wenn sich auch die hierher gehörenden Gebilde, welche am zahlreichsten und besonders typisch in den Basalten des Königsberges, der Kosel und des Kolbenberges auftreten, in einigen Punkten von den obigen zwei Schlieren unterscheiden, wie z. B. durch ihre geringeren Dimensionen und durch den vollkommenen Mangel dunkler Gemengteile, welche dort noch zu finden sind, so stimmen sie gleichwohl in ihren wesentlichen Merkmalen überein, so daß man sie als ganz analoge Erscheinungen anerkennen muß.

Der Basalt des Königsberges (S. 27) ist fast in seiner ganzen Ausdehnung durchsetzt von weißen und gelblichweißen Partien, welche sich bis zu 1 *cm* größter Ausdehnung deutlich aus dem dunklen Gestein hervorheben, so daß es schon aus einiger Entfernung weiß gefleckt erscheint. Stellenweise werden die Gebilde so zahlreich, daß ihr Gesamtvolumen nahezu die Hälfte der ganzen Gesteinsmasse beträgt. Ihre Formen sind überaus mannigfaltig. Kugelige bis eiförmige Gestalten wechseln mit schlauchförmigen ab, welche ihrerseits nicht selten gewunden und verästelt sind. Einzelne Mineralien lassen sich in den ausschließlich aus hellen Gemengteilen bestehenden Aggregaten makroskopisch nicht bestimmen, mit Ausnahme von Zeolithen, welche in winzigen, nur mit der Lupe erkennbaren Kriställchen die Wände kleiner Hohlräume auskleiden, die sich bisweilen wieder innerhalb der hellen Partien befinden. Makroskopisch machen alle diese ziemlich gleichförmig erscheinenden Partien den Eindruck zeolithischer Hohlraumausfüllungen und erst die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß dieselben sogar vorwiegend ganz anderer Natur sind.

Zunächst ist wieder der allen diesen Schlieren gemeinsame Mangel an Olivin zu konstatieren. Auch die in den anderen beiden Vorkommnissen beobachteten übrigen dunklen Mineralien fehlen in ihnen ebenso, wie die dunkeln basaltischen Gemengteile, denn die Magnetite und Augite, welche in ihnen gleichsam zu schwimmen scheinen, ragen nur von den die hellen Aggregate umgebenden Wänden

des Basalts in sie hinein. Von Apatiten sind nur äußerst feine, schön umgrenzte, ungebrochene Nädelchen in einigen Partien vorhanden, die, wenn sie auch nicht so häufig wie in den vorigen beiden Schlieren sind, doch den Beweis liefern, daß die hellen Partien, in denen sie vorkommen, aus dem Magma des Basalts selbst heraus entstanden, also primärer Natur sind. Neben diesen müssen nämlich noch sekundäre Partien in ihnen unterschieden werden, welche aus apatitfreien Zeolithen gebildet werden.

Die primären bestehen meist aus Plagioklasen und nur in wenigen Schlieren findet sich untergeordnet, mit Salzsäure gelatinierender Nephelin in isotropen sechsseitigen Basisschnitten und in rechteckigen Längsschnitten, welche etwas mehr wie gewöhnlich nach der *c*-Achse gestreckt sind, ähnlich wie man es im Dolerit des Löbauer Berges beobachten kann. Die Plagioklase, welche eine Auslöschungsschiefe von 14—16° auf *P* ergeben, ähneln in der feinen Zwillingsstreifung und in der Durchschnittsgröße, welche allerdings innerhalb der Aggregate bedeutend schwanken kann, denen der vorigen beiden Schlieren. Ein so typisches Glasgeäder wie dort ist hier allerdings nicht vorhanden; die auch hier in ganz ähnlicher Weise der Verteilung auftretenden feinen Adern sind nicht isotrop, was ja aber auch auf die deutlich bemerkbare Zersetzung zurückgeführt werden könnte. In manchen hellen Aggregaten kommt der Plagioklas und Nephelin zusammen vor, dann aber gewöhnlich so, daß ersterer an Zahl und Ausdehnung der überwiegende Teil ist, meist aber ist der Nephelin vollkommen, namentlich in den weit häufigeren kleineren Schlieren, unterdrückt. Im ersten Falle ist der einschlußfreie Nephelin, wie sich aus schönen Kristallen ergibt, welche in den Plagioklas hineinragen, von beiden früher ausgeschieden.

Zu diesen Mineralien treten hier fast immer die sekundären, die Zeolithe, hinzu. Manche der hellen Aggregate setzen sich fast ausschließlich aus den primären Mineralien zusammen und nur in der Mitte finden sich einige Zeolithe, andere bestehen bloß noch aus den letzteren und dazu gehören die Aggregate, welche hohl sind und in ihren Höhlungen schon makroskopisch Zeolithe erkennen lassen. Am häufigsten halten sich sekundäre und primäre Mineralien in den Schlieren das Gleichgewicht.

Von Zeolithen treten zwei verschiedene auf, leistenförmige, verzwillingte, meist regellos, oft aber auch radialstrahlig oder in kugeligen Haufwerken angeordnete Individuen mit niedrigen Polarisationsfarben und ein durch höhere Polarisationsfarben charakterisierter, faserig ausgebildeter Zeolith, der gewöhnlich in büschel- und kugelförmigen Gruppen vereinigt ist. Bisweilen sind die Zeolithaggregate umgeben von einem grünen Delessitrande, der so breit werden kann, daß nur noch ein winziges Zeolithpartikelchen in der Mitte liegt.

Herrscht auch über die sekundäre Natur der Zeolithe kein Zweifel, so ist es doch fraglich, wie sie entstanden sind, ob durch Infiltration zeolithischer Solution oder ob sie sich durch Umwandlung der hellen primären Schlierenmineralien aus deren chemischen Komponenten gebildet haben. Letzteres ist wahrscheinlich die Regel und wird dort zur Gewißheit, wo längs der gelblichen Adern, welche die



Plagioklase durchflechten, sich auf Kosten der letzteren ein Saum von zeolithischen Fasern abgesetzt oder wo gar eine bald gänzliche, bald teilweise förmliche Pseudomorphosierung der Feldspate durch diese stattgefunden hat. Jedoch soll mit obigem nicht gesagt sein, daß alle zeolithischen Substanzen auf diese Weise entstanden sind; dort, wo in ihnen jedes primäre Mineral mangelt, fehlt jeder Beweis dafür.

Die gleichen und ähnlichen Schlierenbildungen, welche sich noch in den Basalten der Kosel und des Kolbenberges finden, ebenfalls von kugeliger und schlauchförmiger Gestalt, sind noch bedeutend kleiner als die eben beschriebenen, so daß sie makroskopisch kaum noch in den dunklen normalen Gesteinen zu unterscheiden sind und mit unbewaffnetem Auge erst im Dünnschliff als helle kleine Pünktchen und schmale Bänder — letztere sind durchschnittlich 0·1—0·2 *mm* breit und $^1/_4$—$^3/_4$ *cm* lang — erkannt werden können. Aber trotz ihrer geringen Dimensionen ist ihre Zusammengehörigkeit mit den bereits beschriebenen Schlieren unverkennbar, ja gerade sie bieten das typischste Bild für den Vorgang, daß aus dem noch nicht vollkommen erstarrten, aber schon Risse und Hohlräume enthaltenden Gesteine in diesen sich die letzten Verfestigungsprodukte ansiedelten. Unter dem Mikroskop erweist sich die Mehrzahl dieser Gebilde der Kosel und des Kolbenberges als ausschließlich aus den bekannten Plagioklasen bestehend, abgesehen von den auch hier wieder auftretenden Zeolithen. In den mit den Plagioklasen vollkommen erfüllten rundlichen Hohlräumen und Spältchen ist deren Anordnung fast so, wie sich sonst Mineralien in Gängen anzusiedeln pflegen. Teils senkrecht, teils geneigt auf den Wänden stehend, reichen zuweilen die lückenlos aneinander stoßenden Individuen an schmalen Stellen von einer Wand zur anderen, förmlich eingekeilt zwischen die von diesen wohlausgebildet in sie hineinragenden basaltischen Mineralien. Ihre Anzahl ist eine recht verschiedene, bald sind in dem Schnitt nur 3—4 Individuen ersichtlich, in der Regel ist aber ihre Anzahl größer.

Diese zuletzt beschriebenen Schlierenbildungen vom Königsberge, von der Kosel und dem Kolbenberge enthalten also mit Ausnahme der sekundären Zeolithe nur Plagioklase und sie stellen somit das letzte Glied in einer Reihe dar, welche, bei der zuerst behandelten Schliere beginnend, eine Abnahme in der Mineralzusammensetzung erkennen läßt. In der Schliere von der Hochfläche ist die größte Verschiedenheit der Gemengteile vorhanden. Sie enthält, ebenso wie die an zweiter Stelle beschriebene, helle und dunkle gemeinsam, und zwar von letzteren bedeutend mehr wie die zweite Schliere, bei der in der Hauptsache nur noch die braune Hornblende auftritt. Dann verschwinden die dunklen Gemengmineralien, aber es bleiben noch Plagioklas und Nephelin, bis endlich der Plagioklas allein noch übrig ist.

Neogenpflanzen vom Nordrande des Sinjsko polje in Mitteldalmatien.

Von **Dr. Fritz v. Kerner.**

Mit einer Lichtdrucktafel (Nr. XV).

Während die Flora der Prominaschichten zu den am längsten bekannten fossilen Floren von Südeuropa zählt und schon vor vielen Jahren durch Ettingshausen und Visiani genaue Bearbeitungen erfahren hat, ist über die Flora des dalmatischen Neogens noch sehr weniges bekannt geworden. Ausgenommen die Erwähnung von sieben Pflanzenarten aus dem Jungtertiär der Insel Pago durch Radimsky [1]) trifft man nur vereinzelte Angaben über das Vorkommen schlecht erhaltener Pflanzenreste, so bei Kittl [2]). Die anläßlich der Detailaufnahme des Blattes Sinj—Spalato nunmehr begonnene genaue Durchforschung der Neogenbildungen des oberen Cetinatales scheint geeignet, eine Ausfüllung der eben erwähnten Lücke in unseren Kenntnissen anzubahnen.

Ich konnte in den jungtertiären Tonen und Mergeln der Gegend von Sinj eine Menge vegetabilischer Reste konstatieren, von denen die weitaus überwiegende Mehrheit auf Sumpf- und Wasserpflanzen, eine sehr kleine Minderheit auf Landpflanzen zu beziehen ist.

Diese Reste finden sich in bestimmten Horizonten von den untersten bis in die obersten Teile der neogenen Schichtmasse hinauf; die Wasserpflanzenreste treten in einigen Niveaux in solchen Massen auf, daß sie die Rolle von Leitfossilien spielen und in dieser Hinsicht die gleichfalls zonenweise sehr zahlreich erscheinenden und schon lange bekannten Konchylien an Wichtigkeit überragen.

I. Reste von Sumpf- und Wasserpflanzen.

Die im nachstehenden beschriebenen Reste sind solche pflanzliche Fossilien, welche ich bei meinen Aufnahmsexkursionen zufolge ihres massenhaften Vorkommens und wegen ihrer Beschränkung auf mehr oder minder eng begrenzte Zonen des Sinjaner Neogens als für die

[1]) O. Radimsky. Über den geologischen Bau der Insel Pago. Verh. d. k. k. geol. R.-A. 1877, pag. 182.
[2]) E. Kittl. Bericht über eine Reise in Norddalmatien und einem angrenzenden Teile Bosniens. Ann. d. k. k. nat. Hofmuseums, Bd. X, Notizen.



Gliederung dieser Formation verwertbare Leitfossilien erkannte. Es handelt sich um einige wenige Formen, welche jeweilig nur einzelne Organe von Sumpf- und Wasserpflanzen darstellen und somit nur ein unvollständiges Bild jener Pflanzen, von welchen sie stammen, liefern. Es ist anzunehmen, daß eine sehr genaue, als Selbstzweck unternommene paläofloristische Durchforschung der Sinjaner Neogengebilde in mehreren Fällen zur Auffindung der mir unbekannt gebliebenen Organe jener Pflanzen verhelfen und zur Entdeckung noch mancher neuer Bestandteile der neogenen Sumpfflora des Cetinagebietes führen würde.

Ceratophyllum sinjanum nov. sp.

Tafel XV, Figur 1 und 2.

In der unteren Hauptabteilung des Sinjaner Neogens, welche sich aus Bändertonen und sandigen Mergeln aufbaut, sind kleine Fossilien außerordentlich verbreitet, welche man schon bei flüchtiger Betrachtung für Samen oder Früchtchen zu halten geneigt ist. In den sandigen Mergeln trifft man meistens eiförmige Steinkerne von 6—8 *mm* Länge und $2^1/_2$—3 *mm* größtem Durchmesser, welcher dem einen Kernpole ungefähr dreimal so nahe zu liegen kommt als dem anderen. Die Oberfläche dieser Steinkerne läßt keine deutliche Struktur erkennen, zuweilen weist sie noch Reste einer kohligen Umhüllung auf. Etwas weniger häufig finden sich in diesen Mergeln kleine Grübchen von derselben Form und Größe wie die eben erwähnten Kerne. An der ihrem einen Ende genäherten breitesten Stelle dieser Grübchen sieht man häufig jederseits ein feines offenes Kanälchen münden.

Die Richtung dieser seitlichen Kanälchen ist auf jene der Längsachse des Grübchens fast senkrecht, meist schließen sie mit der gegen das benachbarte Grübchenende hin gezogenen Achsenrichtung einen etwas unter 90° bleibenden Winkel ein. Zuweilen verlaufen sie schwach gebogen und kehren dann die Konkavität ihrer Krümmung dem benachbarten Grübchenende zu. Die Länge dieser seitlichen Kanälchen schwankt zwischen 1 und 6 *mm*, erreicht somit zuweilen fast diejenige des Grübchens selbst.

An der zwischen den Mündungsstellen der Kanälchen befindlichen tiefsten Stelle des Grübchens sieht man eine feine Öffnung, welche die Mündung eines dritten in das Gestein eindringenden Kanälchens ist. Dieses liegt in derselben, auf der Längsachse des Grübchens senkrechten Ebene wie die beiden offenen Kanälchen und schließt mit diesen letzteren ungefähr rechte Winkel ein. Zuweilen sieht man auch die Öffnungen von zwei Kanälchen, welche dann unter spitzen Winkeln divergieren. An dem gegenüberliegenden Grübchenende bemerkt man manchmal gleichfalls eine kleine rundliche Öffnung, die zu einem ungefähr in der Verlängerung der Grübchenachse befindlichen Kanälchen führt. Zuweilen kann man neben dieser Öffnung noch eine oder zwei kleine Aussackungen am Grübchenende feststellen. Die Wandungen der Grübchen zeigen eine deutliche Skulptur. Sie sind ganz dicht mit sehr feinen Höckerchen besetzt; auch in die seitlichen Kanälchen läßt sich diese Granulierung der Wandung verfolgen. Bisweilen sind die Grübchen mit Resten einer kohligen Schicht ausgekleidet. In

seltenen Fällen sieht man in den sandigen Mergeln neben den soeben beschriebenen länglichen Grübchen kleine, rundliche Löcher, deren Durchmesser der Grübchenbreite analog ist. Man hat es hier mit einer zur Gesteinsoberfläche senkrechten Achsenorientierung jener Hohlgebilde zu tun, welche bei zu jener Fläche paralleler Achsenlage die vorbesprochenen Grübchen bilden.

In den tonigen Schichten der unteren Neogenabteilung trifft man ziemlich häufig abgerundet kegelförmige verkohlte Körperchen, welche eine Länge von 8—10 *mm* und in ihrem größten, dem stumpfen Körperende sehr genäherten Querschnitt einen Durchmesser von 4 *mm* haben. An der Peripherie dieses Querschnittes gehen in zur Achse ungefähr senkrechter Richtung mehrere kräftige Dorne ab. Dieselben erscheinen schwach gegen das stumpfe Körperende zu gebogen. An dem spitzen Ende der Körperchen bemerkt man einen langen dornartigen Fortsatz und daneben noch zwei kleine, kurze Dörnchen. Die Oberfläche dieser aus kohliger Substanz bestehenden Körperchen zeigt eine feine Zeichnung: Auf schwarzem oder dunkelbraunem Grunde ist eine große Menge mehr oder minder dicht beisammenstehender weißer Pünktchen zu bemerken. Nur in seltenen Fällen sind die Tonschichten so weich, daß man die eben beschriebenen Früchte vollständig auslösen kann. Zumeist erhält man nur Körperchen nebst Bruchstücken der Dorne.

Das Bild, das sich auf den Gesteinsoberflächen darbietet, ist je nach der Lage und dem Grade der Einbettung verschieden. Man sieht zuweilen nur die Körperchen, die, wenn sie leicht zusammengedrückt sind, den Umriß eines Deltoids mit abgestumpften Ecken haben, und einen oder zwei der großen Seitendorne. Der lange Dornfortsatz am spitzen Körperende ist häufig nicht zu sehen. Daneben findet man auch isolierte abgebrochene Dorne.

Es ist über jeden Zweifel erhaben, daß die im vorigen beschriebenen Gebilde, die Steinkerne, die Grübchen und die kohligen Körperchen verschiedenen Erhaltungszuständen desselben Fossils entsprechen. Weisen schon die Größen- und Formverhältnisse sicher darauf hin, daß die Grübchen mit den seitlichen Kanälchen die Hohlabdrücke der dornigen verkohlten Früchtchen sind und daß die eiförmigen Steinkerne die Ausgüsse der Fruchthöhlen darstellen, so wird dieser Zusammenhang durch die nicht selten aufzufindenden Zwischenglieder der beschriebenen drei Erhaltungsformen vollauf bestätigt. Als solche Zwischenglieder erweisen sich die Fälle, in welchen — wie bereits erwähnt — die Steinkerne und die Grübchen noch eine kohlige Umhüllung, beziehungsweise Auskleidung besitzen, sowie die Fälle, in welchen die Grübchen noch zum Teil mit Gesteinsmasse erfüllt sind.

Bei dem Versuche, diese Fruchtreste zu deuten, wird man zunächst vielleicht an *Trapa* denken, den Vergleich mit Wassernüssen jedoch sehr bald zugunsten eines noch viel mehr begründeten zurückstellen. Dieser letztere betrifft einige Arten der Gattung Hornblatt, *Ceratophyllum*, deren Früchte in bezug auf Form, Bau und Größe eine auffallende Ähnlichkeit mit den in Rede stehenden fossilen Früchtchen zeigen. Einige Arten der Hornblattgewächse haben abgerundet kegelförmige Früchte mit ein paar schwach gekrümmten Dornen im Umkreise des stumpfen Endes und einem langen Fortsatze am spitzen Ende.



Letzterer entspricht dem erhärteten Griffel, wogegen die seitlichen Dorne bei der Fruchtreife aus dem Perikarp entstehen.

Die Ceratophylleen besitzen, gleichwie die Sinjaner Früchte, nur einen großen Samen; die den letzteren eigentümliche Punktierung ist bei *Ceratophyllum*-Früchten ebenfalls vorhanden; ferner kann man bei manchen der Sinjaner Exemplare konstatieren, daß diejenige Schicht der Fruchtwand, welche die Punktierung aufweist, ursprünglich von einer weiteren Hülle umgeben war; auch dies trifft bei *Ceratophyllum* zu. Auch die variablen und negativen Merkmale vereinigen sich zugunsten einer Deutung der Leitfossilien des unteren Sinjaner Neogens als Hornblattfrüchte. Die Inkonstanz des Vorkommens des Dornfortsatzes am spitzen Früchtchenende stimmt insofern zur besagten Deutung, als dieser Fortsatz, welcher, wie erwähnt, dem erhärteten Griffel entspricht, bei Früchten von rezenten Hornblattgewächsen sehr leicht abbricht und somit bei späterer Einbettung solcher Früchte in Schlamm oft nicht mehr vorhanden ist. Das vollständige Fehlen von mit den Früchten zusammen vorkommenden Blattresten spricht gleichfalls sehr schwerwiegend zugunsten der hier vertretenen Deutung. Bei den meisten jener Sumpf- und Wasserpflanzen, bei welchen sich die Früchte viel leichter als die Blätter erhalten können, würde man, sofern es sich um Reste einer Massenvegetation handelt, doch wenigstens sporadische Vorkommnisse von Blattfossilien erwarten; es wäre dies zum Beispiel bei einem ausgedehnten Wassernußbestande der Fall. Bei den Hornblattgewächsen ist es aber gerade völlig ausgeschlossen, daß sich Reste ihrer vegetativen Blätter lange Zeit erhalten würden. Diese Blätter pflegen bald gänzlich zu verwesen, so daß schon nach kurzer Zeit von ihnen fast keine Spur mehr aufzufinden ist.

Unter den heimischen Hornblattgewächsen kämen *Ceratophyllum demersum L.* und *Ceratophyllum platyacanthum Cham.* zum Vergleiche in Betracht. Diejenige rezente Spezies, mit welcher die Sinjaner Fossilien die meiste Ähnlichkeit besitzen, ist aber eine *Ceratophyllum*-Art, von deren Existenz ich durch freundliche Mitteilung von Prof. Wettstein Kenntnis erhielt. Es ist dies das von Haynald aus der Gegend von Kalocza in Ungarn beschriebene und bisher nur dort beobachtete *Ceratophyllum pentacanthum*. Die Früchte dieser Hornblattspezies unterscheiden sich von den Sinjaner Fruchtfossilien nur dadurch, daß die kleinen Dörnchen neben dem zugespitzten Fruchtende etwas weiter von diesem entfernt stehen, sowie dadurch, daß die Fruchtkörper etwas flachgedrückt sind.

Unterliegt es nach den vorigen Erörterungen keinem Zweifel, daß die im unteren Teile des Sinjaner Neogens so massenhaft vorkommenden Fossilien *Ceratophyllum*-Früchte sind, so ist deren Zugehörigkeit zu einer und derselben Spezies zum mindesten sehr wahrscheinlich. Die vorkommenden Variationen in bezug auf Form und Größe der Fruchtkörper sind gering und die diesbezüglich zu beobachtenden Extreme durch Übergänge verbunden. Auch die Wechsel in der Zahl der Dorne an dem abgestumpften Fruchtende sprechen nicht gegen eine spezifische Vereinigung aller in Betracht kommenden fossilen Reste, da in bezug auf die Dornenbildung auch die rezenten *Ceratophyllum*-Arten ziemlich variieren.

Besonders reich an den eingangs beschriebenen Steinkernen sind manche der den Tonen eingeschalteten sandigen Mergelbänke in der Gegend zwischen Poljak und Solto. Auffallend viele Hohlabdrücke findet man auf einer schiefen Felsschichtfläche auf der Südseite des Weges zwischen den genannten Hüttengruppen, und zwar westlich von der dort befindlichen Quelle. Die meisten Chancen, kohlige, noch mit Dornen versehene Früchtchen zu bekommen, dürfte man in den Ravinen im unteren Teile des Tälchens von Sladoja (bei Lučane) haben. Weitere Detailangaben über Fundorte des *Ceratophyllum sinjanum*, wie das im vorigen beschriebene Fossil benannt sein möge, zu machen, erscheint überflüssig, da es in seinen verschiedenen Erhaltungsformen durch die ganze untere Hauptabteilung des Sinjaner Neogens verbreitet ist.

Cyperites Tiluri nov. form. aff. Carex tertiaria Ung. sp.

Taf. XV, Fig. 3 und 7.

Im unteren der beiden Schichtkomplexe, in welche sich die mergelige obere Hauptabteilung des Neogens im Cetinatale scheiden läßt, spielen breitlineare Monocotylenblätter eine ungemein wichtige Rolle. Diese Blattfossilien sind auf eine nicht sehr breite Gesteinszone beschränkt, welche den oberen Partien des Liegendteiles der ganzen über den Tonen folgenden Mergelserie entspricht. Durch diese ihre Beschränkung auf eine einzige Zone des gesamten Neogens bei massenhaftem Auftreten innerhalb derselben sind die besagten Blätter in stratigraphischer Hinsicht noch mehr bemerkenswert als die vorhin erwähnten Fruchtreste; und insofern die Mergelserie in petrographischer Beziehung kaum weiter trennbar ist, gewinnen jene Blätter die Bedeutung von Leitfossilien im engeren Sinne des Wortes, die Bedeutung von Resten, deren Auffindung überhaupt erst die Erkennung des besonderen Horizonts möglich macht, während den vorhin beschriebenen *Ceratophyllum*-Früchten in eben genannter Hinsicht keine besondere Bedeutung zukommt, da die Feststellung, daß man sich in der unteren Hauptabteilung des Neogens befinde, ja schon auf Grund der lithologischen Kennzeichen dieser Abteilung sehr leicht erfolgen kann. Auch der Umstand, daß diese Monocotylenblätter nur in dem Jungtertiär des Haupttales der Cetina vorkommen, in den die westlichen Aussackungen dieses Tales erfüllenden, in mancher Hinsicht abweichend entwickelten Neogenablagerungen aber fehlen, verleiht diesen Blättern eine wichtige Stellung unter den organischen Resten, auf welche sich vergleichende stratigraphische Detailstudien des Cetinenser Neogens basieren müssen.

Man trifft von den in Rede stehenden Blättern fast stets nur Bruchstücke mit streng parallelen ganzen Seitenrändern und zackigen queren Bruchrändern. Bei der außerordentlich großen Häufigkeit dieser Pflanzenreste müßte es bei längerem Suchen aber wohl gelingen, auch vereinzelte Blattbasen und Blattspitzen aufzufinden. Die Bruchstücke sind im Mittel 4—5 *mm* breit; als Grenzwerte ihrer Breite können 2 und 7 *mm* angenommen werden.

Die Länge der Bruchstücke ist sehr wechselnd, gewöhnlich sind sie nur einige Zentimeter, selten mehr als einen Dezimeter lang.

Die Konsistenz der Blätter muß eine ziemlich derbe gewesen sein. Das charakteristische Merkmal, wodurch sie sich von den vielen anderen gleichfalls auf Blätter und Stengel von monocotylen Sumpfgewächsen zu beziehenden Einschlüssen der Sinjaner Mergel unterscheiden, ist ein sehr starker Mittelnerv, der je nach der Blattlage als stark über die Blattfläche vortretende Kiellinie oder als tief in sie eingesenkte Furche in Erscheinung tritt. Jederseits dieses Mittelnerven kann man an besser erhaltenen Bruchstücken noch etwa sieben bis neun einander sehr genäherte schwache Seitennerven wahrnehmen.

Zwei weitere Merkmale, an welchen man diese Blätter selbst noch in kleinen, nur Seitenteile der Blattspreite umfassenden und darum des Mittelnervs entbehrenden Fragmentchen erkennen kann, sind eine goldockergelbe Farbe und ein eigentümlicher Wachsglanz. Letzterer ist allerdings zuweilen nur sehr schwach entwickelt, man wird aber doch — selbst wenn nur kleine und schlecht erhaltene Reste vorliegen — kaum jemals in Zweifel kommen, ob man es mit den in Rede stehenden Fossilien zu tun hat oder nicht.

Diese Blattbruchstücke sind innerhalb der oben genannten Gesteinszone auf den Schichtflächen in großer Zahl zu sehen. Sie liegen hier in allen möglichen sich kreuzenden Richtungen durcheinander, wodurch bei massenhaftem Auftreten oft unregelmäßig strahlige oder gitterförmige Figuren entstehen. Diese heben sich durch ihre satte ockergelbe Farbe, durch ihren Glanz und ihre Glätte von dem blaßgelblichen, rauhen und matten Gesteinsgrunde scharf ab und zählen zu den am meisten charakteristischen geognostischen Vorkommnissen der Sinjaner Gegend. Auf den Bruchflächen des Gesteines kann man bei näherem Zusehen die Quer- und Längsschnitte der Blätter als kurze braune Linien erkennen.

Was die Deutung dieser Fossilien anbelangt, so ist bekanntlich nach neueren Anschauungen die Einreihung parallelnerviger Blatt- und Stengelreste, bei denen wenigstens die Zugehörigkeit zu den Monokotylen feststeht, in rezente Gattungen kaum statthaft und die Unterscheidung von Arten von sehr zweifelhaftem Werte. Will man immerhin die vorhandenen Analogien feststellen, so wird man im vorliegenden Falle auf die Familie der Halbgräser geführt und wird — der Äußerlichkeit der Übereinstimmung Ausdruck gebend — die beschriebenen Blätter als *Cyperacites* nach Schimper = *Cyperites* im Sinne von A. Braun, Unger und Heer bezeichnen, nicht aber im Sinne von Lindley, welcher diese letztere Gattung aufstellte, dazu aber solche halbgrasähnliche Halme rechnete, denen die Mittelrippe fehlt.

Von den bisher bekannt gemachten fossilen Cyperaceen kommen zum Vergleiche am meisten die unter dem Namen *Carex tertiaria Heer* gehenden Halme in Betracht. Es wurde bekanntlich zuerst von Unger aus Parschlug ein *Cyperites tertiarius* beschrieben und es hat später Ettingshausen das Vorkommen von mit dieser Pflanze übereinstimmenden Resten im Inzersdorfer Tegel und im trachytischen Sandsteine von Heiligkreuz bei Schemnitz konstatiert und Andrae das Vorkommen analoger Reste im bituminösen Mergelschiefer von Thal-

heim angegeben. Heer reihte diesen Halbgrasblättern sehr ähnliche, vom hohen Rhonen, von Rochette und von Monod stammende Blattreste unter Beibehaltung des von Unger gegebenen Speziesnamens der Gattung *Carex* ein. Diese Zuteilung erfolgte auf Grund der Auffindung von Früchten, doch ist nach Schenks Ansicht bei fossilen Glumifloren auch das Vorkommen von Blüten und Fruchtresten, das bei den Dikotylen oft die Zweifel an der Richtigkeit der bloß auf Blätter gegründeten Bestimmungen bannen hilft, für die sichere Erkennung der Gattung kaum ausreichend.

Die Identität der von den genannten Schweizer Fundorten stammenden Halme mit dem Halme von Parschlug sowie mit dem von A. Braun aus Öningen beschriebenen *Cyperites latior* stellt Heer als ungewiß hin. Später vereinigte Ettingshausen Halme aus dem Brandschiefer von Sobrussan mit *Carex tertiaria Heer* und nimmt hierbei Anlaß, gleichfalls der Meinung Ausdruck zu verleihen, daß die Identität von *Carex tertiaria Heer* und *Cyperites tertiarius Ung.* zweifelhaft sei.

Die von Andrae mit der Art von Unger vereinigten Halme stellt Ettingshausen zu *Carex Scheuchzeri Heer* und es findet eine Berufung auf diese Ansicht auch bei Stur statt. (Beiträge zur Flora des Süßwasserquarzes, der Congerien- und Cerithienschichten im Wiener und ungarischen Becken.)

In bezug auf die durchschnittliche Breite stimmen die Sinjaner Blattreste mit *Carex tertiaria Heer* gut überein. Auch der von Heer erwähnte Umstand, daß die Seitennerven verhältnismäßig breite Linien bilden, trifft bei den Halmen von Sinj zu. Ein kleiner Unterschied besteht vielleicht darin, daß diese letzteren um einen oder zwei Seitennerven weniger haben, als Heer für seine *Carex tertiaria* angibt. Die eine geringere Zahl von Seitennerven besitzenden fossilen *Carex*-Formen haben aber, soweit sie in bezug auf ihre durchschnittliche Blattbreite zum Vergleiche in Betracht kommen, auch einen weniger starken Mittelnerv als *Carex tertiaria*; da aber gerade die große Stärke der Mittelrippe für die Sinjaner Halme höchst bezeichnend ist, so kann man diese Halme doch nicht mit einer jener Arten vereinigen und wird in *Carex tertiaria* ihr nächstes Analogon erkennen. Eine Identifizierung mit dieser — wie aus dem Vorigen erhellt — im Neogen des mittleren Europa weit verbreitet gewesenen Pflanzenform erscheint jedoch, solange der Nachweis von Früchten fehlt, nicht statthaft.

Würde es sich bei diesen Halmen nur um einen untergeordneten Florenbestandteil handeln, so wäre wohl ein Hinweis auf die nahe Verwandtschaft mit *Carex tertiaria* genügend. Die große lokalgeologische Bedeutung, welche die in Rede stehenden Monokotylenblätter haben, dürfte es aber gerechtfertigt erscheinen lassen, sie mit einer diese Bedeutung ausdrückenden, besonderen Bezeichnung zu versehen und sie mögen deshalb mit Bezug auf die wohlbegründete Vorstellung vom einstigen Bestande weit ausgedehnter Halbgrasformationen im Gebiete der heutigen Cetinaebene nach der antiken Cetina, dem Flusse Tilurus, benannt sein.

Chara sp.

Taf. XV, Fig. 4.

In derselben Gesteinszone, in welcher die *Cyperites*-Blätter vorkommen, trifft man auch kleine stäbchenförmige Gebilde in großer Menge an. Die Breite derselben ist gewöhnlich 1 *mm*, gelegentlich weicht sie von diesem Mittelwerte um einige Zehntelmillimeter in dem einen oder anderen Sinne ab. Die Länge hält sich zwischen $^1/_2$ und 2 *cm*. Diese Gebilde sind entweder völlig flach oder schwach ausgehöhlt, rinnenförmig. Im letzteren Falle kann man sehen, daß es sich um Abschnitte von Hohlzylindern handelt, so daß auch die ebenflächigen Stücke als Teile flachgedrückter Hohlzylinder aufzufassen sind. Neben diesen Stäbchen trifft man häufig auch kleine, von einem Ring umgebene Löcher an, die sich als Querschnittfiguren der röhrenförmigen Gebilde erweisen. Gelegentlich kann man auch sehen, daß sich eine flache, offene Rinne in ein geschlossenes Röhrchen fortsetzt.

Die in Rede stehenden Gebilde zeigen eine besondere Skulptur: sie sind von parallelen, feinen Riefen durchzogen, welche mit der Längsachse meist einen Winkel von zirka 20° einschließen. Nur selten sind sie dieser Achse nahezu parallel. Gelegentlich verlaufen sie nicht geradlinig, sondern schwach wellig. Diese Skulptur weist auf eine in hohen Schraubentouren die ursprünglichen Hohlzylinder umkreisende Streifung hin.

Auf Grund dieser Eigentümlichkeiten kann man mit Sicherheit behaupten, daß es sich hier um Reste von Characeenstengeln handelt. Diese Stengelreste durchsetzen das Gestein in allen möglichen Richtungen, so daß sie nicht allein auf den Schichtflächen, sondern auch auf den Kluft- und Bruchflächen desselben in Längs-, Quer- und Diagonalschnitten in großer Zahl erscheinen. Sie heben sich vom blaßgelblichen Grunde mit lichtbräunlicher Farbe ab.

Außer den *Cyperites*-Blättern und *Chara*-Stengeln trifft man in derselben Gesteinszone auch viele Schneckenreste, unter welchen *Fossarulus tricarinatus B.* und *Melanopsis cfr. misera B.* reich vertreten sind. Die Verteilung dieser verschiedenen Einschlüsse ist meist so, daß die *Cyperites*-Blätter, die *Chara*-Stengel und die Schnecken abwechselnd einzelne Gesteinslagen fast allein erfüllen, seltener so, daß sie auf denselben Gesteinsflächen zusammen angetroffen werden. Characeenfrüchte sind auf den von mir aus diesem Horizont gesammelten Mergelplatten nicht zu sehen; wohl aber finden sich solche auf mehreren, aus tieferen Horizonten stammenden Gesteinsstücken.

In den Liegendmergeln der durch die eben besprochenen Fossilien wohlcharakterisierten Zone trifft man pflanzliche Einschlüsse, die in ihrer Erscheinungsform den Charenstengeln ähnlich, in ihren Dimensionen aber kleiner sind. Man sieht teils braune Fäden, teils offene, dünnwandige Kanälchen, teils endlich kleine, von einem schmalen braunen Saum umgebene spalt- oder punktförmige Öffnungen im Gestein. Es handelt sich demnach auch hier um ein System von



zarten Röhrchen, um Reste einer Wasserpflanze mit fadenförmigen Vegetationsorganen, vermutlich um Algenreste. Eine nähere Bestimmung ist jedoch nicht tunlich. Vielleicht würde eine sehr genaue Durchmusterung der diese Röhrchen führenden Mergelzone zur Auffindung von eine Struktur zeigenden Exemplaren führen oder Fruktifikationsorgane zutage fördern, welche auf die systematische Stellung dieser Pflanzenreste ein Licht werfen könnten.

Die in Rede stehenden hohlen Fäden durchsetzen die Mergel im Liegenden der *Cyperites*- und *Chara*-Schichten in sehr großen Massen, und zwar scheint es, daß sie nicht ganz regellos in allen Richtungen des Raumes durcheinanderliegen, sondern die der Schichtung parallelen Ebenen bevorzugen. Es zeigen nämlich die quer zur Schichtung orientierten Gesteinsflächen parallel zu dieser eine feine braune Strichelung, welche durch Unmassen von in Längsansicht oder Längsschnitt erscheinenden Fäden bedingt ist.

Damasonium Sutinae nov. sp.

Taf. XV, Fig. 5.

In den Liegendmergeln des kohlenführenden obersten Horizontes des Neogens im Sutinatale trifft man in großer Menge die Hohlabdrücke von sternförmigen Körperchen. Die Zahl der Strahlen, welche in diesen Hohlabdrücken als längliche, sehr kleine Grübchen erscheinen, ist zumeist sechs, selten fünf. Ihre Länge schwankt zwischen 0·7 und 1·5 *mm*, so daß, da die Vereinigungsstelle der Strahlen nicht einem mathematischen Punkte entspricht und eine gewisse Ausdehnung besitzt, der Durchmesser der größten Sternchen etwa 4 *mm* erreicht. Verhältnismäßig selten sieht man völlig regelmäßig ausgebildete und wohlerhaltene Sternchen, oft sind sie etwas zusammengedrückt oder auch verzerrt, oder die strahlig angeordneten Grübchen sind nicht von gleicher Länge oder nicht in voller Zahl vorhanden. Auch isolierte Grübchen, beziehungsweise abgebrochene Strahlen sind recht häufig. Im Zentrum der Sternchen ist entweder eine kleine Erhabenheit oder eine punktförmige Öffnung zu erkennen. Die Grübchen besitzen eine dünne Wandung, welche im Querschnitte als ein den Grübchenrand umgebender schmaler, ovaler Ring erscheint. Diese Wandung zeigt sich sehr fein granuliert.

Es handelt sich bei diesen Sternchen jedenfalls um Hohlabdrücke von Früchtchen, bei denen eine Ablösung vom Stiel erfolgte. Diese Früchtchen besaßen 5—6 freie, am Grunde zusammenhängende Fruchtknoten. Hält man unter den Sumpf- und Wasserpflanzen Umschau, so wird man die Familie der froschlöffelartigen Gewächse in erster Linie zum Vergleiche heranziehen; diese besitzen sechs oder mehr oberständige, am Grunde verwachsene Fruchtknoten und auf der Innenseite aufspringende Kapseln. Herrn Prof. Wettstein verdanke ich den besonderen Hinweis auf die Alismaceengattung *Damasonium*, und zwar speziell auf *Damasonium Alisma*, eine im Mediterrangebiete verbreitete Wasserpflanze, deren Früchtchen als sechsstrahlige Sterne abfallen und den in Rede stehenden Fossilien außerordentlich ähnlich sind.

Fast durch die ganze Mergelserie des Sinjaner Neogens verbreitet und in mehreren getrennten Horizonten zahlreich auftretend sind bandförmige, parallelnervige Pflanzenreste von $^1/_2$ bis 2 *cm* Breite und sehr variabler Länge, die bis über $^1/_2$ *m* betragen kann. Von den *Cyperites*-Halmen unterscheiden sie sich scharf durch das Fehlen der für diese letzteren bezeichnenden Merkmale; sie haben keine oder nur eine sehr schwach vortretende Mittelrippe, sind von rostgelber, rotbrauner oder schwärzlichbrauner (nicht wie jene von ockergelber) Farbe und entbehren der den *Cyperites*-Halmen eigentümlichen glatten und glänzenden Beschaffenheit.

Man hat es hier zumeist mit Blattresten von Rohr- und Schilfgewächsen, zum Teil wohl auch mit Bruchstücken von Internodien der Schäfte dieser Sumpfpflanzen zu tun. Gelegentlich trifft man auch Stücke, welche querlaufende Wülste tragen und demzufolge mehrere Internodien umfassende Teilstücke von Schäften darstellen. Außerdem beobachtet man nicht selten kreisrunde oder ovale Scheibchen von der ungefähren Größe eines Hellerstückes, welche sich in mehrere konzentrisch angeordnete, radiär gestreifte Ringe gliedern und von ziemlich regellos nach verschiedenen Richtungen ausstrahlenden und mehrfach hin- und hergewundenen schmalen Bändern umgeben sind. Diese Gebilde, welche man, wenn die von dem zentralen Scheibchen rings ausstrahlenden Bänder sehr zahlreich, vielgewunden und ineinander verschlungen sind, mit kleinen Medusenhäuptern vergleichen könnte, treten manchmal zu mehreren in reihenförmiger Anordnung auf. Es handelt sich hier um Quer- und Diagonalschnitte von Rhizomen mit den sie wirtelig umgebenden Wurzelfasern.

Manche dieser Gramineenreste sind insoweit gut erhalten, um — mit der stets gebotenen Reserve — ihre Einreihung in die Gattungen *Arundo* oder *Phragmites* erlaubt erscheinen zu lassen; viele gestatten aber keinerlei nähere Bestimmung.

Diese Rohr- und Schilfgewächse findet man im Neogen des Cetinatales in großer Zahl zunächst in einem engbegrenzten Horizont innerhalb der Mergelzone, welche von den früher besprochenen fadenförmigen Gebilden dicht erfüllt ist, besonders in den Steinbrüchen ober Milun und Milosević ostwärts von Sinj; ferner im unmittelbar Liegenden von *Cyperites*-Halme führenden Bänken in dem Hohlwege, welcher von der Verliccaner Straße westlich von Grcić rechts abzweigt, weiters im unmittelbar Hangenden der *Cyperites*-Schichten am Nordfuße des Ostrückens des Sušnevac (östlich von Süd-Jasensko), endlich in den dem jüngsten Teile des Sinjaner Neogens entsprechenden Schichten am Nordabhang des Rückens bei Bilić (westlich von Han). Im Neogen westlich von Sinj trifft man bandförmige Pflanzenreste, besonders zahlreich in den Mergelplatten am Ostende des kleinen flachen Rückens, welcher das Tal der Sutina vom Lučanebecken trennt.

II. Reste von Landpflanzen.

Die von mir im Neogen von Sinj gefundenen Reste von Landpflanzen sind teils Koniferennadeln, teils Blätter von Laubhölzern. Diese Reste stammen aus drei verschiedenen Niveaux.



I. Ein erster Laubblätterhorizont ist in die untere Hauptgruppe des Neogenkomplexes eingeschaltet, welcher sich aus bunten Bändertonen mit sandigen Mergelzwischenlagen aufbaut. In diesen Schichten traf ich Blattreste nebst Koniferennadeln an drei Stellen, welche alle dem Neogenzuge angehören, der den Nordrand des Sinjsko polje begleitet. Zunächst auf der Ostseite des Weges, welcher sich entlang dem linken Ufer des kleinen Baches hinzieht, der zwischen den Hügeln ober Milosević und Cović in die Cetinaebene mündet; ferner längs des Weges, welcher auf der Nordseite des Doppelhügels ober Cović von der Straße von Sinj nach Han abzweigt, endlich bei der kleinen Quelle in den Ravinen südöstlich von dem Gehöfte Suča (auf der Nordseite des Hügels ober Modrić). Die erstgenannten zwei Fundstellen gehören derselben, eine Strecke weit durch Weingärten dem Anblicke entzogenen Gesteinsbank an. Betreffs des drittgenannten Punktes läßt es sich nicht feststellen, ob er genau demselben Horizont wie die anderen zwei entspricht.

II. Eine mittlere Laubblätter führende Zone sind die mit *Cyperites*-Halmen dicht erfüllten Plattenmergel und die zunächst unter ihnen liegenden Schichten. In dieser Zone fand ich einige wenige Blattreste innerhalb desselben Neogenzuges, in dessen unterer Abteilung die vorgenannten Punkte liegen, und zwar in den Steinbrüchen ober Milun und neben dem Lignitschurfe bei Modrić; ferner in dem Neogenzuge, welcher den vom Sušnevac nach Nord abgehenden Rücken aufbaut, bei den Hütten von Süd-Jasensko, endlich in den ungefähr gleichaltrigen Partien der Neogengebilde in dem Tälchen von Sladoja (bei Lučane).

III. Ein dritter Blätterhorizont liegt innerhalb der oberen Plattenmergel, welche die flachen Rücken auf dem rechten Cetinaufer aufbauen. Hier fand ich einige Blattabdrücke an der Straßenschlinge ober Han und in dem Steinbruche bei Nord-Jasensko am Südrande der flachen Bodenwölbung zwischen dem Karakasicabache und der Cetina. Ungefähr gleichaltrig dürften jene Reste sein, welche man in den Mergeln beim Sinjaner Bahnhof sieht, und jene, welche in den dickbankigen Mergeln zwischen den unteren und den lignitführenden oberen, an Dreissenen reichen Tonen westlich von Sinj vorkommen. In diesem Mergelhorizont fand ich Blattreste in den Ravinen ober Vucemilović (Lučane) und an der Straße nach Muć gleich neben dem riesigen Breccienblocke rechts von der Mündung des Bachaufrisses westlich von Pavić.

Das die Pflanzenreste einschließende Gestein ist an dem erstgenannten Fundorte ein stark sandiger, lichtgelblichgrauer Mergel, an der Straßenschlinge ober Han ein sehr dünnplattiger, fast weißer Mergel und an den übrigen Fundstellen ein mehr oder minder harter, schwach sandiger oder ziemlich reiner Mergel von lichtgelber Farbe. Der Erhaltungszustand der Blattreste ist zumeist ein ziemlich ungünstiger. Am schlechtesten sind die im sandigen grauen Mergel liegenden, am besten die im weißlichen Mergel eingebetteten erhalten. Bei ersteren ist nur der Hauptnerv, bei letzteren auch das feinere Geäder zu erkennen.

Je kleiner eine Suite von versteinerten Blättern ist, desto größer scheint bekanntlich die Gefahr, daß man der Versuchung

nicht widerstehen kann, sich auch um unbrauchbare Blattfetzen noch zu bemühen. Ich habe mich davor gehütet, dieser Versuchung zu unterliegen und habe auch bezüglich der der Untersuchung für wert erachteten Fragmente bei den Bestimmungen mit der Beifügung von? nicht gespart. Die Anzahl der beiseite gestellten Reste kommt jener der im folgenden beschriebenen beiläufig gleich.

Taxodium distichum miocenicum Heer.

Unger, Gen. et spec., pag. 351.
Schimper, Traité II, pag. 323.

Der Hohlabdruck eines Zweigbruchstückes ohne Substanz. Er stammt aus den stark sandigen Mergeln am Bachrinnsale westlich von Ćović.

Pinus sp.

Vereinzelte Föhrennadeln trifft man sowohl bei Ćović als auch bei Suča nicht selten an. Am Wege nördlich von Ćović fanden sich auch zwei Bruchstücke von dreinadeligen Büscheln und zusammen mit dem einen dieser Büschel auch ein männliches Blütenkätzchen einer Föhre. Grund und Spitze der Nadeln fehlen, so daß man über zwei für die Artbestimmung wichtige Umstände, die Beschaffenheit der Scheide und die Nadellänge, keinen Aufschluß erhält. Unter den zum Vergleiche zunächst in Betracht zu ziehenden fossilen *Pinus*-Arten hat *Pinus taedeformis Ung.* eine analoge Nadelbreite.

Erwähnt mag sein, daß Heer von dieser Art angibt, daß sie an ihrem Schweizer Fundort zumeist in einzelnen Nadeln und selten in Büscheln vorkommt, doch wird man das vorhin erwähnte analoge Verhalten der Sinjaner Föhre nicht etwa als ein Argument für ihre Zugehörigkeit zu jener Art ins Treffen führen wollen. Das Blütenkätzchen ähnelt dem in Ungers Flora von Kumi, Taf. II, Fig 11, abgebildeten von *Pinus holothana.*

Myrica oeningensis Al. Br. sp.

Unger, Gen. et spec., pag. 394.
Schimper, Traité II, pag. 557.

Ein ziemlich gut erhaltenes Blättchen, das keine Anzeichen einer sehr derben Textur erkennen läßt und mit größerem Rechte für eine Myricacee mit *foliis pinnati-partitis* als für eine *Dryandra* anzusehen ist. Die Loben sind stark nach vorn geneigt und von zwei Nerven durchzogen, Merkmale, die auf obige Art hinweisen. Das Blättchen zeigt den Habitus der in Heers Tertiärflora, Taf. LXX, Fig. 1—4, abgebildeten Exemplare; auch bezüglich der vollkommen erhaltenen Blattspitze stimmt es mit diesen überein, nicht aber mit dem in Ungers Sotzkaflora, Taf. VIII, Fig. 3, dargestellten Fragmente von Parschlug, dessen Zugehörigkeit zu *Myrica oeningensis* von Heer bezweifelt wird, obwohl Unger anderseits angibt, daß es zu Alex. Brauns Handzeichnung von *Comptonia oeningensis* sehr gut passe.

Ich erwähne dieses Umstandes, weil sonst — da die Sinjaner Flora Beziehungen zu jener von Parschlug erkennen läßt und die Feststellung der den beiden Fundorten gemeinsamen Arten von Bedeutung ist — die Einreihung von *Myrica oeningensis* unter diese Arten erfolgen würde und somit etwas Zweifelhaftes als gesichert angenommen würde. Betreffs der Größe seiner Loben steht das in Rede stehende Blättchen den von Heer abgebildeten Blättern nicht unbedeutend nach.

Dieses Fossil ist der einzige Dikotylenrest, der sich in den mit Resten von monokotylen Sumpfgewächsen und mit *Fossarulus*-Gehäusen dicht erfüllten Plattenmergeln bei Sladoja zeigte.

Betula sp.?

Der mittlere Teil einer Blattspreite, deren ziemlich gut erhaltene Nervatur auf die Familien der Betulaceen und Cupuliferen hinweist. Das Fehlen der Blattränder und der Blattbasis schließt eine sichere Zuteilung zu einer der zunächst hier in Betracht zu ziehenden Gattungen *Betula, Alnus* und *Corylus* aus. Dieses Blattfragment befindet sich mit zwei sehr schlecht erhaltenen Abdrücken von ovallanzettlichen Blättern auf einem tuffartig porösen Mergelstücke, welches viele Hohlabdrücke von Fossaruliden enthält und in den Ravinen ober Vucemilović gesammelt wurde.

Castanea Kubinyi Kóv.?

Schimper, Traité II, pag. 610.

Ein Blattrest, der — obwohl sehr unvollständig — doch mit großer Wahrscheinlichkeit auf diese Art bezogen werden kann. Er stammt aus den Ravinen zwischen Suča und Modrić.

Ficus tiliaefolia Al. Br. sp.?

Unger, Gen. et spec., pag. 447.
Schimper, Traité II, pag. 746.

Ein asymmetrisches Blatt, dessen Habitus auf diese Art hinweist, bei dem jedoch die Eintrittsstelle des Blattstieles in die Spreite nicht erhalten ist, so daß seine Zugehörigkeit zu *Phaseolites oeningensis* nicht ganz ausgeschlossen werden kann. Nach Heer soll sich die letztere Art durch den an seiner Eintrittsstelle in die Lamina knotig verdickten Blattstiel und durch die gleiche Zahl der beiderseitigen Basalnerven sowie durch häutige Beschaffenheit von der vorigen unterscheiden. An unserem Blatte lassen sich in der Anfangsregion des Mittelnerven nur zwei Paare von seitlichen basalen Nerven feststellen. Der Abgang eines schwachen untersten unpaarigen Basalnerven auf der breiteren Blattseite scheint zwar angedeutet, vom weiteren Verlaufe eines Nerven ist jedoch dort nichts mehr zu sehen. Das vorliegende Blatt ist nicht streng handnervig, da das zweite Paar der seitlichen Hauptnerven schon 2 *mm* oberhalb der Ursprungsstelle des ersten Paares abgeht und somit im strengen Sinne des Wortes nicht mehr als ein Paar von Basalnerven bezeichnet werden kann. Bei den

atypisch entwickelten schmalen Blättchen, welche in Heers Tertiärflora, Taf. LXXXIII, Fig. 3, 5, 8 und 12, zur Darstellung gebracht sind, am deutlichsten bei Fig. 5, ist ein solches höheres Abgehen des zweiten oder dritten Paares von seitlichen Basalnerven gleichfalls zu bemerken und somit ein Übergang zur Fiedernervigkeit vorhanden. Es entspricht dieses Verhalten der von den Autoren wiederholt hervorgehobenen Polymorphie der Blätter von *Ficus tiliaefolia*.

Über die Textur, die bei der Differentialdiagnose zwischen *Ficus tiliaefolia* und *Phaseolites oeningensis* gleichfalls in Betracht zu ziehen ist, läßt sich bei dem in Rede stehenden Blatte — da es nicht in Substanz erhalten ist — kein sicheres Urteil fällen; doch scheint es, daß dasselbe nicht von zarter Konsistenz war. Es würde dies gegen seine Zugehörigkeit zu *Phaseolites oeningensis* sprechen und noch mehr gegen eine Deutung des Sinjaner Blattes als Blattfieder jener von Unger beschriebenen Leguminosen, welche hinsichtlich der Blattform gleichfalls zum Vergleiche heranzuziehen wären, in deren Diagnosen aber die Worte „foliolis tenue membranaceis“ aufgenommen sind. Es sind dies *Phaseolites oligantherus* und *Dolichites maximus*. Eine nahe Verwandtschaft des Sinjaner Restes mit diesen beiden Arten ist allerdings schon wegen der Verschiedenheit der Nervation nicht anzunehmen. Es besitzen diese beiden im zweiten Teil der Sylloge beschriebenen und dargestellten Phaseoleenblätter nur ein Paar von seitlichen Basalnerven und diese schließen mit dem Mittelnerv spitzere Winkel ein als die äußeren seitlichen Hauptnerven bei *Ficus tiliaefolia*.

Das in Rede stehende Fossil wurde auf dem Rücken ober Grčić westlich von dem dort aufragenden bizarren Felsriff aufgelesen. Es ist der am besten erhaltene Blattrest aus dem mittleren Blätterhorizont.

Cinnamomum Scheuchzeri Heer.

Schimper, Traité II, pag. 840.

Ein nahezu vollständig erhaltenes Blatt von der vorn spitz zulaufenden, dem *C. lanceolatum* sich nähernden Form, welche in Heers Tertiärflora, Taf. CXI, Fig. 10 (Blatt links) und in Fig. 16 (beide mittlere Blätter) zur Darstellung gebracht ist. Auffällig ist die große Distanz: 9 *mm*, der Ursprungsstellen der beiden basilären Seitennerven. Da der untere derselben auch schon 11 *mm* oberhalb der Blattbasis entspringt, ist die Abgangsstelle des oberen 2 *cm* weit in die Blattspreite hinaufgerückt. Ein relativ hoher Abgang des ersten Seitennerven findet sich bei den in Heers Tertiärflora, Taf. CXI, Fig. 11 *b*, in Webers Tertiärflora, Taf. III, Fig. 8 und in Ludwigs Tertiärflora der Wetterau, Taf. XLI, Fig. 8, abgebildeten Zimtbaumblättern. Dort folgt aber schon in geringem Abstande die Ursprungsstelle des zweiten oder es ist, wie bei dem ersterwähnten Blatte, Gegenständigkeit der basalen Seitennerven vorhanden.

Unser Blatt stammt von der Fundstelle bei Suča. Von einem am Wege bei Cović aufgesammelten Blattrest läßt sich nur erkennen, daß er einer der schmalblättrigen *Cinnamomum*-Arten angehört, aber keine spezifische Bestimmung machen. Hinsichtlich ihrer Zugehörigkeit



zu *Cinnamomum* höchst zweifelhaft sind der eine der beiden Blattabdrücke, welche sich auf dem Mergelstücke mit dem vorerwähnten vermeintlichen Birkenblättchen vorfanden, und ein Blattfetzen, der vom Fundorte beim Bache westlich von Cović stammt.

Dryandroides lignitum Ung. sp

Unger, Gen. et spec., pag. 402.
Schimper, Traité II, pag. 541.

Der obere Teil eines Blattes samt Spitze, welcher sehr feine Sekundarnerven erkennen läßt und somit die Differentialdiagnose zwischen den beiden habituell übereinstimmenden Arten *D. hakeaefolius* und *D. lignitum* ermöglicht.

Das Fossil stammt von dem Fundorte bei Suča. Auf der schiefen Felsfläche, welche den wiederholt genannten Weg bei Cović links begleitet und der oberen Schichtfläche jener blätterführenden Mergelbank entspricht, welche im Bachrinnsale weiter westwärts gleichfalls aufgeschlossen ist, befand sich, als ich diese Stelle auszubeuten trachtete, unter anderem auch der schöne Abdruck eines lanzettlichen, gezahnten Blattes, dessen genaue Untersuchung eine Zuteilung desselben zu einer *Myrica-*, *Quercus-* oder *Dryandroides*-Art ergeben hätte. Leider ging das Blattfossil bei dem Versuche, es zu gewinnen, ganz in Trümmer.

Myrsine Endymionis Ung.

Schimper, Traité II, pag. 927.

Die rechte Hälfte eines Blattes abzüglich der Spitze. Es stimmt in Größe, Form und Nervatur ganz mit jenen Blattfossilien überein, welche bei Unger, Syll. III, Taf. VII, Fig. 12, und Ettingshausen, Flora von Sagor III, Taf. XII, Fig. 17 und 18, unter obigem Namen abgebildet sind. Die von Unger aus Kumi beschriebenen Chrysophyllen (*Chr. atticum* und *Ch. olympicum*) kämen in zweiter Linie zum Vergleiche in Betracht. Dieser Blattrest stammt von der Straßenschlinge ober Han.

Bumelia Oreadum Ung.

Unger, Gen. et spec., pag. 435.
Schimper, Traité II, pag. 940.

Ein Blättchen, welches in Form, Größe und Nervatur mit den von Heer und Schimper nicht zu *Sapotacites minor* gezogenen und bei obiger Art belassenen, auf Taf. XXII, Fig. 7, 9 und 14 in Ungers Sotzkaflora abgebildeten Blattfossilien sehr gut übereinstimmt. Es stammt von derselben Stelle wie das vorige.

Diospyros lotoides Ung.

Schimper, Traité II, pag. 951.

Ein breitlanzettliches Blatt mit stark gewelltem Rand, das aber, um für ein Lorbeerblatt zu gelten, zu regelmäßig angeordnete und zu zahlreiche Seitennerven hat. Diese zeigen die Eigentümlichkeit, in

flachen, gegen den Mittelnerv konvexen Bogen von diesem zu entspringen, so daß gewissermaßen die Winkel, unter welchen der Abgang der Seitennerven erfolgt, spitzer sind als jene, welche die Seitennerven selbst mit dem Mittelnerv einschließen. Die genannten beiden Eigentümlichkeiten finden sich bei den in Ungers Sylloge III, Taf. X, unter der Bezeichnung *Diospyros lotoides* abgebildeten Blattfossilien vereint. Die Welligkeit des Randes, welche besonders bei Fig. 5 und 7 l. c. sehr stark hervortritt, erwähnt zwar Unger selbst nicht, wohl aber Schimper. Die zweitgenannte Eigenschaft, welche bei Blättern andeutungsweise nicht selten, in deutlicher Entwicklung aber nicht gerade häufig vorkommt, findet sich weder in Ungers kurzer noch in Schimpers erweiterter Diagnose hervorgehoben. (Die Worte: „sub angulo plus minus acuto emissis" können sich darauf wohl nicht beziehen.) Da der Zeichner von Taf. X im dritten Teil der Sylloge somit von Unger wohl nicht den Auftrag erhalten hatte, jenen Befund speziell zu markieren und auch kein Grund für die Annahme vorhanden ist, daß jener Zeichner die Abgangsweise der Seitennerven nur zufällig und ohne Absicht so gezeichnet habe, wie er es tat, darf man vermuten, daß es sich hier um ein Nervationsdetail gehandelt hat, welches auffällig genug war, um dem ganz Unbefangenen bei der Tendenz eine naturgetreue Darstellung zu liefern, nicht zu entgehen.

Dieser bogige Abgang der Sekundarnerven ist nun bei dem in Rede stehenden Blatte gleichfalls deutlich zu bemerken und scheint mir im Vereine mit der Welligkeit des Randes und der sonstigen habituellen Übereinstimmung mit *Diospyros lotoides* eine Zuteilung unseres Blattes zu dieser Art vollkommen zu begründen. Sein Fundort ist die Straßenschlinge ober Han.

Rhododendron cfr. megiston Ung.

Unger, Gen. et spec., pag. 440.
Schimper, Traité III, pag. 19.

Ein seiner Spitze beraubter Blattrest, dessen Nervatur sehr gut erhalten ist. Dieselbe zeigt alle jene Eigentümlichkeiten, welche Ettinghausen in seinen Blattskeletten der Dikotyledonen als für Rhododendronblätter charakteristisch angibt. Das Blättchen zeigt mit dem dortselbst Taf. XXXVIII, Fig. 10 zur Abbildung gebrachten *Rh. azaloides Desf.* große Ähnlichkeit. Unter den fossilen, aus benachbarten Floren beschriebenen und daher zum Vergleiche zunächst in Betracht kommenden Formen ist in erster Linie *Rh. megiston* zu nennen. Besonders mit Fig. 18 auf Taf. XII, Syll. III, ist in bezug auf Form und Nervatur eine große Ähnlichkeit vorhanden, doch ist das dalmatinische Blättchen nicht viel mehr als halb so groß. Auch mit *Rh. Haueri Ett.* besteht eine Analogie in Form und Nervenverlauf, der Größenunterschied ist hier aber noch bedeutender. *Rh. alcyonidum Ung.* steht wegen seiner parallelen Sekundarnerven außer Vergleich, ebenso *Rh. flos Saturni Ung.* und *Rh. Uraniae Ung.*, welche beide auch mehr gegen die Blattmitte zu am breitesten sind und nicht die bei unserem Blatte und bei *Rh. megiston* (besonders bei Fig. 18 und 17 l. c.) stark ausgeprägte Verschiebung der größten Breite auf das obere Blattdrittel zeigen.

Da ein Größenunterschied, sofern er nicht allzu bedeutend scheint, für sich allein kein ausreichender Grund zu einer Artentrennung ist, kann unser Blatt wohl zu *Rh. megiston* gestellt werden, obschon eine spezifische Identifizierung in einem Falle, in welchem der Speziesname gerade jene, wenn auch unwichtige Eigenschaft ausdrückt, durch deren Mangel oder unzureichenden Besitz sich das zu bestimmende Blatt von dem zum Vergleiche herangezogenen unterscheidet, Bedenken erregen könnte. Auch dieses Blatt stammt vom Fundorte bei Han.

Juglans acuminata Al. Br.

Unger, Gen. et spec., pag. 468.
Schimper, Traité III, pag. 239.

Ein hinsichtlich der Form symmetrisches Blatt, bei dem jedoch die Abgangswinkel der Sekundarnerven links nur 50°, rechts dagegen 80° betragen und auch die Stärke dieser Nerven auf der linken Seite viel geringer ist als auf der rechten. Es handelt sich somit um eine seitliche Blattfieder. Dieses Nußblatt ist das relativ am günstigsten erhaltene Fossil, das mir der Fundort am Wege bei Ćović lieferte.

Cassia hyperborea Ung.?

Unger, Gen. et spec., pag. 492.
Schimper, Traité III, pag. 384.

Ein fast ganz erhaltener Abdruck, der jedoch die Nervation nicht erkennen läßt. Die Form ist die eines unterhalb der Mitte breitesten, schwach ungleichseitigen und schwach gekrümmten Blattes. Man ist geneigt, bei mittelgroßen Blattresten dieser Form zunächst an *Sapindus* zu denken; für eine *Sapindus*-Blattfieder scheint der in Rede stehende Rest jedoch in dem Verhältnisse zu seiner Breite etwas zu kurz, wenn auch gelegentlich noch Blätter von analoger Form einer Zuteilung zu *Sapindus* unterlagen, so *S. cupanoides Ett. Bilin*, Taf. XLVII, Fig. 3. Zudem wird man auf *Sapindus* nur erkennen, wenn die Nervatur erhalten ist. Darum scheint es näherliegend, an ein großes Fiederblättchen von *Cassia* zu denken, zumal an *Cassia hyperborea*. Von Unger werden auf Taf. XLIII—XLV der Sotzkaflora und von Ettingshausen auf Taf. XX der Sagorflora II auch noch Blätter zu *Cassia* gezogen, deren Länge und größte Breite diejenige unseres Fossils erreicht. Es stammt vom Fundorte bei Nord-Jasensko.

Ein anscheinend membranöses Blättchen mit leicht gebogenem Mittelnerv und spärlichen zarten Seitennerven, die beiderseits unter etwas verschiedenen Winkeln abgehen, dürfte gleichfalls zu *Cassia hyperborea* zu stellen sein. Es wurde beim Bohrloche von Modrić aufgefunden.

Sehr fraglich ist eine gleiche Deutung für ein ebenfalls schwach gekrümmtes und schwach ungleichseitiges zartes Blättchen, welches in den *Cyperites*-Schichten am Ostrücken des Sušnevac zum Vorschein kam.

Unter jenen Resten, bei welchen weder eine spezifische noch eine generische Bestimmung möglich scheint, befinden sich außer

mehreren schlecht oder mangelhaft erhaltenen ovalen und breitlanzettlichen Blattspreiten auch drei Exemplare von vielleicht zu einer Art gehörigen kleinen schmalen Blättchen mit starkem Mittelnerv und ohne sichtbare Seitennerven. Sie scheinen keine Fiederblättchen von Leguminosen zu sein und gehören wohl in die Gruppe jener kleinen Blattfossile, von denen einige von Unger zu den Celastreen, andere zu den Iliceen, wieder andere zu den Rhododendreen gestellt wurden. Das am günstigsten erhaltene der drei Blättchen stimmt in Form und Größe ganz mit dem in Syll. III, Taf. XII, Fig. 23 als *Azalea protogaea* abgebildeten kleinen Blatte überein, scheint aber lederartig gewesen zu sein, während Ungers Blättchen membranös ist.

Die bisher gefundenen Reste der neogenen Landflora von Sinj sind demnach:

Taxodium distichum miocenicum Heer
Pinus sp.
Myrica oeningensis Al. Br. sp.
Betula sp.?
Castanea Kubinyi Kóv.?
Ficus tiliaefolia Al. Br. sp.?
Cinnamomum Scheuchzeri Heer
Dryandroides lignitum Ung. sp.
Myrsine Endymionis Ung.
Bumelia oreadum Ung.
Diospyros lotoides Ung.
Rhododendron cfr. megiston Ung.
Juglans acuminata Al. Br.
Cassia hyperborea Ung.?

Von diesen entfallen auf den unteren Pflanzenhorizont:

Taxodium distichum miocenicum Heer
Pinus sp.
Castanea Kubinyi Kóv.?
Cinnamomum Scheuchzeri Heer
Dryandroides lignitum Ung. sp.
Juglans acuminata Al. Br.

Auf den mittleren Horizont:

Myrica oeningensis Heer
Ficus tiliaefolia Al. Br. sp.?
Cassia hyperborea Ung.?

Auf den oberen Horizont:

Pinus sp.
Betula sp.?
Myrsine Endymionis Ung.
Bumelia Oreadum Ung.
Diospyros lotoides Ung.
Rhododendron cfr. megiston Ung.
Cassia hyperborea Ung.?

Es handelt sich hier um Pflanzenarten, welche zum größeren Teil bis in das jüngere Neogen hinauf gefunden werden, anderseits aber schon im obersten Paläogen vorkommen.

Es gilt dies von *Taxodium distichum miocenicum*, *Ficus tiliaefolia*, *Cinnamomum Scheuchzeri*, *Dryandroides lignitum*, *Bumelia Oreadum*, *Juglans acuminata* und *Cassia hyperborea*. Die Arten: *Myrica oeningensis*, *Castanea Kubinyi* und *Rhododendron megiston* reichen weniger tief hinab, *Myrsine Endymionis* und *Diospyros lotoides* weniger hoch hinauf als die vorher genannten.

Ein Vergleich mit den aus einigen teils ungefähr gleichaltrigen, teils älteren Lokalitäten benachbarter Gebiete bekannt gewordenen Listen von fossilen Pflanzen ergibt:

Sinj	Pago	Podvin, Slawonien	Vyšegrad, Bosnien	Kreka, Bosnien	Zenica, Bosnien	Gleichenberg	Parschlug	Radoboj	Sagor	Sotzka
Taxodium distichum	+	+	—	+	—	—	+	—	+	—
Myrica oeningensis	—	—	—	—	—	—	?	—	—	—
Castanea Kubinyi	—	+	—	+	+	+	—	—	+	+
Ficus tiliaefolia	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Cinnamomum Scheuchzeri .	—	+	+	—	+	—	—	+	+	—
Dryandroides lignitum . . .	+	—	+	—	—	—	+	—	+	—
Myrsine Endymionis . . .	—	—	—	—	—	—	—	+	+	—
Bumelia Oreadum	—	—	+	? [1])	—	+	—	+	+	+
Diospyros lotoides	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—
Rhododendron megiston . .	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—
Juglans acuminata	—	+	—	+	—	—	+	—	+	—
Cassia hyperborea	—	+	—	—	—	—	+	—	+	+

Durch einen solchen Vergleich kann die genaue Kenntnis des Alters der Sinjaner Flora aus dem Grunde kaum gefördert werden, weil zwei hierzu erforderliche Vorbedingungen fehlen: die angenäherte Vollständigkeit der Kenntnis der zu beurteilenden und der zum Vergleiche heranzuziehenden Floren. Bekanntlich kann das Alter tertiärer Floren nur in beschränktem Maße aus dem Vorkommen oder Fehlen bestimmter Arten erschlossen werden. Es spielt das Stärkeverhältnis, in welchem die verschiedenen Pflanzenfamilien an der Zusammensetzung einer fossilen Flora Anteil nehmen, bei der Abschätzung des Alters dieser Flora eine wichtige Rolle. Die Feststellung dieses Stärkeverhältnisses ist aber nur bei einem an Art- und Individuenzahl sehr

[1]) *Sapotacites minor.*

reichen Pflanzenmaterial möglich. So kommt es, daß sich aus vorigem das widersinnige Resultat ergeben würde, daß die Sinjaner Flora mit der zeitlich fernstehenden Flora von Sagor mehr als viermal so viel Arten als mit der zeitlich nahestehenden Flora von Pago teile. Nähme man auf die sehr große Verschiedenheit der Zahl der aus Sagor und aus Pago bekannt gewordenen tertiären Pflanzen Rücksicht, so ergäbe sich die paläofloristische Verwandtschaft zwischen Sinj und Pago allerdings als dreizehnmal so groß als jene zwischen Sinj und Sagor, allein die Umstände, welche auf den Verwandtschaftsgrad zweier tertiärer Floren Einfluß nehmen, sind zu mannigfaltig, als daß dieser Grad durch solche Rechnungen ermittelt werden könnte. Die angenäherte gleiche Vollständigkeit der Kenntnis der miteinander zu vergleichenden fossilen Floren ist aber nur die Vorbedingung für eine genaue Abschätzung ihrer Altersbeziehungen. Bekanntlich hängt die Zusammensetzung eines Waldbestandes auch von seiner örtlichen Lage ab. Die Flora südlich exponierter, windgeschützter Abhänge wird (in mittleren und höheren Breiten) in der Tertiärzeit eine etwas andere gewesen sein als jene schattiger und relativ kühlen Lüften ausgesetzter Nordabhänge. Die Gefahr, bei der Beurteilung eines relativ mehr subtropischen oder tropischen Vegetationscharakters geschützte Lage mit höherem Alter zu verwechseln, wird immer dann bestehen, wenn die vorliegenden fossilen Pflanzen nur von einer Lokalität herstammen und wenn zwischen der Zeit, in welcher jene Pflanzen lebten, und der Gegenwart noch gebirgsbildende Vorgänge stattgefunden haben, so daß man über die orographische Lage, welche die Fossilfundstätte in jener Zeit besaß, keine sichere Erkenntnis gewinnen kann. Es kann aber eine Flora auch bei analogen äußeren Verhältnissen einen südlicheren, beziehungsweise älteren Anstrich haben als eine ihr gleichaltrige, so daß der Verwandtschaftsgrad keinen sicheren Maßstab für die Altersähnlichkeit abgibt. In unserem Falle kommen diese Fehlerquellen zweiter Ordnung aber gar nicht in Betracht, da schon die Kleinheit der Zahl der aus der fraglichen fossilen Flora und aus den in erster Linie zum Vergleiche heranzuziehenden Nachbarfloren bekannten Arten eine nähere Diskussion von Altersbeziehungen ausschließt.

Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs.

II. Macruriden und Beryciden.

Von R. J. Schubert.

Mit zwei Lichtdrucktafeln (Nr. XVI, XVII) und 4 Zinkotypien im Text.

In diesem zweiten [1]) Teile beschreibe ich die mir bisher zugänglichen Otolithen aus den Familien der Macruriden und Beryciden, da mir von diesen beiden, wie ich mir gar wohl bewußt bin, verwandtschaftlich weit voneinander entfernten Gruppen ein reicheres Material an Arten und Individuen vorliegt. Nebst dem Material aus der Sammlung der k. k. geologischen Reichsanstalt und des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, das mir wie beim I. Teile zu Gebote stand, fand ich hierhergehörige Formen auch in der paläontologischen Sammlung der Universität, deren Durchsicht mir Herr Dr. v. Arthaber ermöglichte. Die Hauptmasse der Macruriden, auch viel Beryciden stellte mir Herr Oskar R. v. Troll zur Verfügung, eine kleinere Suite verdanke ich auch Herrn Dr. med. Hans Maria Fuchs in Vöslau. Außerdem fand ich selbst vereinzelte Otolithen in Schlammrückständen von Tegelproben, die ich den Herren Bergrat Dr. Teller, Dr. Dreger und Dr. Abel verdanke und selbst sammelte. Ich danke allen Herren, die mich durch Überlassung von Material unterstützten, wärmstens. Desgleichen spreche ich meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Koken für die Liebenswürdigkeit, mit welcher er mir seine sämtlichen Otolithenskizzen zur Vergleichung überließ, meinen besten Dank aus.

Von rezenten Fischotolithen konnte ich außer Adriaformen, die mir hier wenig nützten, vor allem die Abbildungen von Macruriden und *Hoplostethus*, die L. Vaillant in seinem Berichte über die vom Travailleur und Talisman gesammelten Tiefseefische gab, benutzen, die mir für die Beziehung vieler miocäner Otolithen auf verwandte rezente Formen von großem Werte waren. Außerdem hatte Herr Universitätsdozent Dr. H. Joseph vom zoologischen Institut die Liebenswürdigkeit, mir einige Otolithen von *Macrurus rupestris* zu überlassen, wofür ihm bestens gedankt sei, und eine reiche Suite englischer Formen verdanke ich Herrn B. B. Woodward in London.

[1]) Siehe dieses Jahrbuch 1901, Bd. 51, pag. 301—316, Taf. X.



Leider wird von seiten der Zoologen wenig Wert auf die Otolithen gelegt und mir wurde, als ich um rezentes Vergleichsmaterial ansuchte, wiederholt die Ansicht von der Unbrauchbarkeit der Otolithen zur spezifischen Abtrennung ausgesprochen. Gleichwohl bin ich gleich Koken von dem großen diesbezüglichen Werte der Otolithen überzeugt. Allerdings verändert sich der Otolith im Laufe des Wachstums nicht unerheblich, indem die in der Jugend oft reiche Skulptur im Alter verschwindet oder weniger reich vorhanden ist, ja bisweilen ändert sich die ganze Gestalt, indem sie nach der Länge oder Höhe zunimmt. Außerdem kommt manchen Merkmalen, so besonders der Dorsalpartie infolge der großen Variabilität ein bedeutend geringerer Wert zu, als zum Beispiel dem Sulcus acusticus, wie schon Koken hervorhob. Nebst diesen Schwankungen innerhalb einer und derselben Art erschwert auch noch ein anderer Umstand eine richtige naturgemäße Auffassung, beziehungsweise Trennung der Otolithen nach Arten, daß nämlich nahe verwandte Arten nach den Otolithen nicht mit Sicherheit trennbar zu sein scheinen. Diesbezüglich hatte ich Gelegenheit, in Triest zahlreiche *Crenilabrus*-Individuen zu untersuchen; ich konnte klar erkennen, daß manche Arten nach den Otolithen fast nicht mit Sicherheit zu unterscheiden waren, andere dagegen sich schärfer von den übrigen abhoben. Wenn man jedoch bedenkt, daß die betreffenden Crenilabriden der Adria sehr nahe verwandt sind und zumeist nur durch die Zeichnung sich unterscheiden, ja zum Teil selbst für den Zoologen schwer zu trennen sind, so wird man wohl die Ungenauigkeit, einen Komplex sehr nahe stehender Fische als eine umfassendere Art zu bezeichnen, nicht allzusehr verurteilen dürfen, zumal wenn man bedenkt, daß die Otolithen vielfach die einzigen Reste innerhalb großer Mergelmassen sind, die von oft reichen interessanten Fischfaunen Kunde geben. Und schließlich ist es doch gewiß wertvoller, mit Gewißheit das Vorhandensein bestimmter Familien und Gruppen auf Grund von Otolithen zu kennen, als, wie es sonst leider bei fossilen Fischen oft der Fall ist, nur einen Speziesnamen mit Gewißheit zu kennen, in bezug auf die verwandtschaftlichen Verhältnisse jedoch im unklaren zu sein.

Die Irrtümer in der spezifischen und generischen Abgrenzung und Zuteilung, welche aus den im vorstehenden erörterten Schwierigkeiten infolge der Variabilität innerhalb einer Art und der Ähnlichkeit der Otolithen nahe verwandter Formen resultieren, werden erst dann vermieden oder möglichst beschränkt werden können, wenn die rezenten Fischformen diesbezüglich gründlich untersucht sein werden, was leider in absehbarer Zeit wenig zu erhoffen ist.

Macruriden.

Die überwiegende Mehrzahl der im folgenden beschriebenen und zu dieser Familie gestellten Formen stammen aus dem schlierähnlichen Tegel von Walbersdorf bei Mattersdorf in Ungarn (nahe der niederösterreichischen Grenze). Infolge der gründlichen Untersuchungen von L. Vaillant über rezente Tiefseefische (Expéditions scientifiques du Travailleur et du Talisman pendant les années

1880, 1881, 1882 und 1883. Poissons par L. Vaillant, Paris 1888), wobei auch die Otolithen zahlreicher Formen beschrieben und abgebildet wurden, war es möglich, die meisten Formen an nahe verwandte Arten anzuschließen, die heute zumeist in bedeutenderen Tiefen an der Küste von Marokko, bei den Kapverden und Azoren leben. Da Vaillant auch genaue Größenausmaße und -verhältnisse mitteilte, läßt sich bei den vielfachen übrigen Übereinstimmungen der miocänen und rezenten *Macrurus*-Otolithen schon jetzt eine ziemlich deutliche Vorstellung auch von den Größenverhältnissen der Macruriden des österreichischen Miocäns gewinnen, deren einzige Reste die Otolithen darstellen.

Otolithus (Macrurus) praetrachyrhynchus sp. nov.

(Taf. XVI, Fig. 1—8.)

Vgl. *Macrurus trachyrhynchus Risso* bei Vaillant (l. c. Taf. XXI 2, 2*a*).
„ „ „ „ bei Koken[1]) (1891, pag. 97, Fig. 7).

Die Übereinstimmung dieses Otolithen besonders von Fig. 1 mit dem von Vaillant abgebildeten Otolithen von *Macrurus trachyrhynchus* ist sehr groß. Ja bei der Variabilität dieser Form würde ich die Walbersdorfer Miocänform von der rezenten nicht getrennt haben, wenn mich nicht die Erwägung dabei geleitet hätte, daß die seit dem Miocän an dieser Art stattgehabten Veränderungen im Körperäußern nicht in gleichem Maße an dem äußeren Einflüssen minder ausgesetzten und daher weniger veränderlichen Gehörorgan, beziehungsweise den Otolithen erkennbar sind. Zweifellos war die miocäne Art sehr nahe mit der rezenten verwandt, ja auch die Lebensweise dürfte die gleiche gewesen sein, denn der Walbersdorfer Tegel ist ja seit langem als Absatz eines tiefen Meeres erkannt und *Macrurus trachyrhynchus* wurde von der Expedition des Talisman und Travailleur bei den Kapverdischen Inseln und an den Küsten von Marokko in Tiefen von 405—1495 *m*, am häufigsten von 800 *m* gefunden. Durch den Namen *praetrachyrhynchus* glaubte ich die innigen verwandtschaftlichen Beziehungen am besten zum Ausdrucke zu bringen.

Der Sulcus acusticus ist breit, ungefähr in der Mitte des Otolithen gelegen und läßt keine Differenzierung in Ostium und Cauda, wohl aber in der ganzen Länge kollikulare Bildungen erkennen. Ein einer Crista superior ähnlicher Wulst ist im vorderen Teile bisweilen deutlich ausgebildet, im rückwärtigen Teile befinden sich über dem Sulcus, und zwar nur bei dem Fig. 1 abgebildeten Exemplar, einige sich gegen den Kaudalrand zu hinziehende Höcker, sonst verläuft der die Gehörfurche oben begrenzende Wulst mehr minder ausgeprägt und unregelmäßig. Ebenso wechselt die Ausbildung der darüber befindlichen Vertiefung, bald ist sie kaum angedeutet (Fig. 1), bald recht stark ausgeprägt (Fig. 2). Der Ventralteil der Innenseite ist

[1]) Die Zitate von Koken beziehen sich auf dessen Arbeiten in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft.

meist glatt, nur selten (Fig. 2) radial gerieft. Sehr vielgestaltig ist die Dorsalpartie dieser Otolithen, die in mehrere, in der Regel in drei Zacken oder Wülste endigt, die manchmal (Fig. 3), und zwar besonders in der Jugend durch tiefe Einschnitte, manchmal (Fig. 4, 5) nur wenig voneinander getrennt sind. Der Umriß stimmt mit demjenigen der Otolithen von *M. trachyrhynchus*, ein Ostialausschnitt ist bisweilen angedeutet, der Vorderrand (vom Sulcus abwärts) schräg und etwas gehöhlt.

Die Außenseite ist bei den kleineren, offenbar jüngeren Exemplaren mit reicher Dorsalgliederung in der Mitte verdickt (Fig. 5, 6), besitzt sogar bisweilen (Fig. 6) ein zentral gelegenes Knöpfchen, von dem unregelmäßig angeordnete Radialwülste ausgehen. Bei den größeren (älteren) Exemplaren (Fig. 7, 8) ändert sich diese Skulptur der Außenseite einigermaßen, indem in der rückwärtigen Hälfte eine bis zwei mehr minder ausgeprägte, meist seichte Querfurchen sich ausbilden, bisweilen entsteht auch noch am Hinterende eine Verdickung.

Länge des Otolithen 13—15 *mm*, bei Jugendformen 8—10 *mm* (eines besonders großen Exemplares 16·7 *mm*).

Breite des Otolithen 10·0—12·2 *mm* (15·0 *mm*).

Dicke „ „ 2·5— 4·0 „ (4·5 „).

Vorkommen: Walbersdorf (häufig), Baden (1 Exemplar).

Otolithus (Macrurus) gracilis n. sp.

(Taf. XVI, Fig. 9—13.)

Trotz der Variabilität der vorstehenden Form wie auch der Otolithen des lebenden *M. trachyrhynchus* glaube ich doch, daß diese von mir *gracilis* genannte Form einer, wenn auch nahe verwandten, so doch selbständigen Art angehört. An fast der Hälfte der Otolithen aus der Verwandtschaft des *M. trachyrhynchus* bildet nämlich die Dorsalpartie der Otolithen nicht eine Anzahl ziemlich unregelmäßig geformter Lappen und Zacken, sondern einen von vorn nach hinten ansteigenden, meist dünnen Kamm, der auf der Innen- wie Außenseite fünf- bis sechsmal radial gefurcht ist (Fig. 9, 10). Diese Furchen sind verschieden tief, bisweilen, besonders die letzte, so durchgreifend, daß eine rückwärtige Zacke davon abgetrennt wird (Fig. 11, 12) und dann anscheinend ein Übergang zu *praetrachyrhynchus* vorzuliegen scheint (Fig. 13).

Die sonstige Beschaffenheit des Otolithen entspricht dem *O. praetrachyrhynchus* derart, daß deren Zugehörigkeit zu *Macrurus* gesichert ist. Der Sulcus acusticus ist bei den Jugendexemplaren schmal, im Alter breiter, wie auch die Gestalt sich im Alter verlängert. Auch in bezug auf die Skulptur der Außenseite verhält es sich ähnlich wie bei der vorstehenden Art.

Es ist eine ziemlich allgemeine Erscheinung bei den Teleostierotolithen, daß sie bei jugendlichen Exemplaren häufig einen reich gegliederten (gelappten, gezackten oder gefältelten) Umriß besitzen, der beim späteren Wachstum mehr minder ganzrandig wird, wie auch

oft eine reiche Skulptur der Außenseite bei zunehmenden Alter der Fische verschwindet. Nun kann die vorliegende Form mit wenig ungegliedertem dorsalem Kamme, wie schon ein Blick auf die Tafel XVI erkennen läßt, nicht ein Altersstadium der vorhergehenden darstellen, im Gegenteil, die Größenausmaße der meisten mir vorliegenden, als *gracilis* bezeichneten Exemplare stehen hinter denen der vorstehenden Art zurück. Anderseits kann *O. gracilis* nicht bloß ein Jugendstadium von *O. praetrachyrhynchus* darstellen, da das größte Exemplar auch eine Länge von 15 *mm* erreicht.

Vorkommen: Walbersdorf (häufig).

Otolithus (*Macrurus*) *elongatus n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 22.)

Durch die langgestreckte Form ist dieser Otolith von den übrigen mir vorliegenden Formen aus der Verwandtschaft des *trachyrhynchus* verschieden. Doch wäre es nicht unmöglich, daß diese Form nur einem besonders alten Exemplar von *Macrurus praetrachyrhynchus* gehörte. Der breite Sulcus acusticus ja selbst die scharfe Excisur und das vorspringende Rostrum wäre mit dieser letzteren Annahme nicht unvereinbar. Denn außer diesem abgebildeten Stücke liegt mir noch ein zweites ganz ähnlich ausgebildetes, fast gleich großes, bei dem jedoch eine Excisura ostii kaum angedeutet ist, vor, so daß die Unwesentlichkeit dieses Merkmales bei dieser Form daraus zu erhellen scheint. Die Außenseite ist von zwei seichten Querdepressionen durchzogen, die eine Querleiste zwischen sich fassen, was auch für ein größeres Alter des Individuums spricht. Gleichwohl wagte ich diese Form nicht mit *praetrachyrhynchus* zu vereinigen, da mir der ganze Habitus doch zu verschieden scheint.

Länge	des	abgebildeten	Stückes	18·8	*mm*
Breite	„	„	„	13·0	„
Dicke	„	„	„	4·4	„

Vorkommen: Walbersdorf (zwei Exemplare).

Otolithus (*Macrurus*) *Trolli n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 14—19.)

Diese Art scheint mir am nächsten verwandt mit *Otolithus* (*Macrurus*) *praecursor Koken* aus dem italienischen Pliocän (1891, pag. 96, 97, Fig. 6), mit dem er in Form des Sulcus acusticus und des Umrisses viel Ähnlichkeit besitzt, doch ist er durch die Form der Dorsalpartie, die nie die bei *praecursor* so zahlreichen Tuberkeln erkennen läßt, gut unterschieden. Der Sulcus acusticus ist (besonders bei alten und abgewetzten oder korrodierten [Fig. 16] Exemplaren) breit, ziemlich in der Mitte des Otolithen gelegen. Koken nimmt von *praecursor* (l. c.) an, daß „der dorsale Vorsprung als Ganzes der Außenseite

(morphologisch gesprochen) angehört, gewissermaßen ein umgelegter und seitlich verbreiteter Höcker ist, während die eigentliche Innenseite nicht hoch über dem Sulcus endigt"; danach würde unter anderem auch bei *Otolithus Trolli* der Sulcus acusticus ganz an den Dorsalrand der Innenseite gerückt sein. Trotzdem mir nun zahlreiche Exemplare vorliegen, weiß ich doch noch nicht, ob diese Ansicht den tatsächlichen Verhältnissen entspricht. Allerdings sah ich bei mehreren Gadiden, denen ja die Macruriden nahe verwandt sind, daß sich ein Höcker der Außenseite über den Dorsalrand des Otolithen wölbt, so daß die dorsale Partie der Innenseite des Otolithen sehr schmal wird. Dann entspräche der breitere die Gehörfurche dorsalwärts begrenzende Wulst dem reduzierten Dorsalteile der Innenseite, die darunter gelegene scharfe, schmale Leiste jedoch meiner Ansicht nach nicht einer Crista superior, sondern dem oberen Rande einer dem Sulcus acusticus in seiner ganzen Länge eingelagerten kollikularen Bildung, die an verschiedenen Teilen der Umrandung auf kurze Strecken so scharfe Leisten erkennen läßt.

Daß diese untere Leiste lediglich den bisweilen durch Korrosion stärker hervortretenden Dorsalrand einer dem Sulcus fast in seiner ganzen Länge eingelagerten kollikularen Bildung darstellt, scheint mir nicht nur an den Otolithen dieser Art, sondern auch bei den übrigen abgebildeten Stücken wohl deutlich erkennbar zu sein. Eine einer Area ähnelnde Depression dorsalwärts der oberen Leiste (Dorsalrand der Otolithen) ist bald deutlicher (Fig. 14, 17), bald weniger deutlich oder gar nicht vorhanden. Der Dorsalvorsprung ist kammförmig bis lappig, nie traubighöckerig wie bei *O. praecursor*.

Eine Excisura ostii ist zumeist kaum angedeutet; bei einem meiner Ansicht nach in diesen Formenkreis gehörigen Stücke (Fig. 16) ist ein tiefer Ostialausschnitt vorhanden, doch in einer Art und Weise, die mich vermuten läßt, daß derselbe mehr auf das größere Alter des betreffenden Individuums, vielleicht auch auf mechanische und chemische Einflüsse, zurückzuführen sein dürfte als auf spezifische Unterschiede. Der auf diese Weise entstandene Antirostralvorsprung ist manchmal stärker ausgeprägt, auch ohne daß eine merkliche Excisura ostii vorliegen würde (Fig. 17, 18). Solche Otolithen unterscheiden sich dann im Umriß von *O. Trolli* einigermaßen, gehören möglicherweise auch einer nahe verwandten Art an, die durch äußere Merkmale gut von *O. Trolli* trennbar war, doch liegen mir unter den 28 hierhergehörigen Otolithen solche Zwischenformen vor, daß ich es für zweckmäßiger hielt, keine Trennung vorzunehmen.

Die Skulptur der Außenseite besteht aus unregelmäßig angeordneten welligen Rippen, die gegen den Mittelpunkt zusammenlaufen. Auch bei dieser Art befindet sich ähnlich wie bei *O. praecursor* auf der Außenseite von verwitterten Exemplaren, und zwar in der rückwärtigen Hälfte eine die ganze Außenseite querende seichte Depression (Fig. 19).

Länge des größten Exemplars (Fig. 14) 17·3 *mm* (meist kleiner).

Breite des größten Exemplars 17·3 *mm* (meist jedoch etwas geringer als die Länge).

Dicke des größten Exemplars 4·9 *mm.*

Vorkommen: Walbersdorf (häufig), Baden (ein Exemplar).

Otolithus (*Macrurus*) *angustus n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 20, 21.)

Langgestreckt, doch nicht so wie *O. elongatus*, und mit auffallend schwach entwickelter Dorsalpartie schließt sich diese Art an die Fig. 17 und 18 abgebildete Abänderung von *Otolithus Trolli.* Der dort erwähnte Antirostralvorsprung ist bei *Otolithus angustus* infolge des raschen, fast horizontalen Zurücktretens der Dorsalpartie schärfer ausgeprägt. Eine Excisura ostii ist stets vorhanden, wenn auch nicht so tief eingeschnitten wie bei einem Exemplar von *O. elongatus* und *crassus*, und deshalb glaube ich, daß sie zu den konstanteren wesentlicheren Merkmalen gehört. Die sonstigen Merkmale auch des Sulcus acusticus passen in den Rahmen der bisher besprochenen, so daß an der Zugehörigkeit zu *Macrurus* wohl kein Zweifel sein kann. Die kollikularen Bildungen des Sulcus acusticus sind bisweilen recht massig entwickelt.

Die Außenseite ist in der Jugend längsgewölbt mit undeutlichen Rippen, im Alter mit ein bis zwei verschieden ausgeprägten Querdepressionen.

Größte Länge . .	15·5 *mm*
Höhe	8·3—10·7 *mm*
Dicke	3·2— 4·3 „

Vorkommen: Walbersdorf (zwei Exemplare).

Otolithus (*Macrurus*) *crassus n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 23, 24, 25?, 30?.)

Dieser Otolith, den ich mit Recht zu *Macrurus* gestellt zu haben glaube, unterscheidet sich von den übrigen beschriebenen durch seine massigere Ausbildung, die mir nicht lediglich durch das Alter bedingt zu sein scheint. Denn von *O. Trolli* und *praetrachyrhynchus* liegen mir größere Exemplare vor, die nicht die Tendenz, den Ventralteil stark zu verdicken, zeigen. Der Sulcus acusticus ist wohl infolge Korrosion sehr verbreitert und vertieft. Ein Exemplar (Fig. 23) besitzt einen scharfen Ostialausschnitt, doch möchte ich diesem Merkmale geringe Bedeutung zumessen, da ich bei dieser Form wie auch bei *elongatus* im wesentlichen völlig gleiche Stücke mit und ohne solch einen scharfen Einschnitt im Vorderrande fand. Vielleicht kommt auch der ventralen Verdickung des Otolithen, die bei dem auf Fig. 23 abgebildeten Stücke besonders auffällig ist, keine besondere Bedeutung bei, da das Fig. 24 abgebildete, sonst recht gut mit Fig. 23 übereinstimmende Stück als Skulptur der Außenseite eine seichte Querdepression und zwei flache Querwülste besitzt. Da ich jedoch

diese als *O. crassus* bezeichnete Form zu keiner anderen beschriebenen Art stellen kann, glaubte ich sie als selbständige Art annehmen zu müssen.

Fig. 25 und 30 habe ich zwei Stücke abbilden lassen, über deren Zugehörigkeit ich nicht im klaren bin. Möglicherweise gehören sie in den Formenkreis dieser Art. Besonders Fig. 25 besitzt eine starke ventrale Verdickung.

Länge	14·6—16·6 *mm*
Breite	12·5—15·0 „
Dicke	5·0— 6·0 „

Vorkommen: Walbersdorf (vereinzelt).

Otolithus (Macrurus) rotundatus n. sp.

(Taf. XVI, Fig. 26, 27, 28?.)

Dem Umrisse nach steht dieser Otolith etwa zwischen *O. praetrachyrhynchus* und *O. Trolli;* er unterscheidet sich jedoch und, wie ich glaube, nicht unwesentlich, durch einen breitgerundeten, deutlich wahrnehmbaren Antirostralvorsprung, der sich über einer mäßigen Excisura ostii wölbt. Ein Otolith (Fig. 28) besitzt bei sonst gleichen Merkmalen eine auffällig schwach entwickelte Dorsalpartie, so daß er sich ähnlich zu den übrigen hierhergehörigen verhält, wie *O. angustus* zu der Fig. 17 und 18 dargestellten Abart von *O. Trolli.* Da ich jedoch bisher lediglich ein einziges Fragment kenne, will ich diese offenbar mit *rotundatus* nahe verwandte Form, bis weitere Funde diese Beziehungen näher erkennen lassen, zu *O. rotundatus* stellen.

Die Außenseite besitzt auch auf kleineren (jüngeren) Stücken eine wenn auch seichte, doch deutlich wahrnehmbare Querrinne (bei alten Stücken auch mehrere).

Länge . . .	13·5—15·3 *mm*	(18·0 *mm*)
Höhe . . .	9·5—14·0 „	(15·7 „)
Dicke . . .	4·0— 5·3 „	

Vorkommen: Walbersdorf (vereinzelt).

Otolithus (Macrurus) Toulai n. m.

(Taf. XVI, Fig. 34—37.)

Otolithus (Macrurus) Kokeni Toula. 1899, 1900. Verh. Ver. Naturk. Preßburg. Bd. XX, pag. 10, 18, Fig. 12*a, b, c.*

Die Form dieser Otolithen ist unregelmäßig lanzettförmig, die Innenseite etwas konvex, der Sulcus acusticus liegt fast in der Mitte und reicht vom Kranial- bis fast zum Kaudalrand, ist also etwas länger, auch breiter als bei *Macrurus coelorhynchus,* dessen Otolithen sie sehr ähneln. Eine Trennung in ein kleines Ostium und eine größere Cauda ist an wohlerhaltenen Stücken meist ersichtlich. Die Crista superior

ist stärker als die C. inferior, Area und Ventrallinie sind bisweilen nicht deutlich ausgeprägt. Der Ventralrand ist scharf, der Dorsalrand manchmal leicht gekerbt.

Die Dorsalpartie ist im vorderen Drittel am breitesten, eine Eigenschaft, die auch die Otolithen von *M. coelorhynchus* wenigstens teilweise besitzen. Der in Fig. 36 abgebildete Otolith zeigt auch im rückwärtigen Teile der Dorsalpartie nochmals eine Verbreiterung, bei Fig. 34 ist die Dorsalpartie dagegen weniger entwickelt, sonst stimmen die Otolithen recht gut mit denen des rezenten *M. coelorhynchus* überein.

Die Außenseite ist stärker gewölbt als die Innenseite, in der vorderen Hälfte verdickt. Von dieser bisweilen fast knopfartigen Verdickung zieht sich nach rückwärts eine Längswulst; außerdem strahlen kleinere Radialwülste in verschiedener Zahl gegen die Ränder zu aus.

Die vorstehenden Angaben beziehen sich zunächst auf die Taf. XVI, Fig. 34—37 dargestellten Otolithen aus Walbersdorf und den von Möllersdorf. Im Jahre 1900 wurde von F. Toula (l. c.) von Theben—Neudorf (Über den marinen Tegel von Neudorf an der March in Ungarn) unter anderem ein Otolith abgebildet, den Koken brieflich als eine neue, in die Verwandtschaft von *Macrurus smiliophorus* gehörige *Macrurus*-Art bezeichnet hatte. Nun ist schon 1893 von Rzehak aus den *Oncophora*-Schichten von Oslawan ein *Macrurus Kokeni* beschrieben worden, so daß der von Toula gewählte Speziesname geändert werden muß. Ich erlaube mir daher dafür den Namen *O.* (*Macrurus*) *Toulai* zu gebrauchen. Der Neudorfer Otolith weist nun, wie ich mich mit freundlicher Erlaubnis von Herrn Hofrat Toula überzeugen konnte, eine wesentliche Übereinstimmung mit den Walbersdorfer Exemplaren auf. Die geringen Unterschiede dürften ebenso wie die bedeutenderen Größenausmaße dadurch zu erklären sein, daß der von Neudorf bekannt gewordene Otolith einem älteren Exemplar angehörte.

Länge	8·6—9·4 *mm*	(des	Neudorfer	Exemplars	11·5	*mm*)
Breite	6·3—6·4 „	„	„	„	7·3	„
Dicke	1·6—2·5 „	„	„	„	2·5	„

Vorkommen: Niederösterreich (Möllersdorf, ein Exemplar), Ungarn (Walbersdorf nicht selten, Theben—Neudorf, ein Exemplar).

Otolithus (*Macrurus*) *Arthaberi n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 38,? Textfig. 1 *a, b.*)

Diese Art gehört gleichfalls in die Verwandtschaft des *Macrurus coelorhynchus*, von dem sie sich ebenso wie von *O. Toulai* durch die kurze, gedrungene Gestalt unterscheidet. Auch ist der Sulcus acusticus schmäler als bei *Toulai* und infolge der Verkürzung der rückwärtigen Hälfte des Otolithen der Kaudalteil des Sulcus nur wenig größer als der Ostialteil.

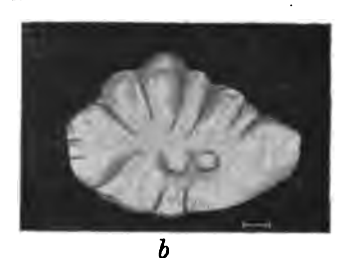
Im paläontologischen Museum der Universität Wien fand ich zwei schön erhaltene kleine Otolithen aus dem Miocän von Niederleis, die meines Erachtens Jugendformen dieser Art darstellen könnten. Die

Gestalt ist allerdings weniger gedrungen als bei *O. Arthaberi,* doch könnte sie nach dem Gesamthabitus eher zu dieser als zu der vorstehenden Art gehören. Sie ähneln allerdings auch dem von Koken 1891 (l. c. pag. 91, V 2, 3) beschriebenen *Otolithus* (*Gadus*) *venustus* aus dem Miocän von Langenfelde in Holstein, doch gibt Koken ausdrücklich für seine Form an, daß der Sulcus acusticus die ganze Innenseite durchlaufe, ohne sich in Ostium und Cauda zu differenzieren. Gleichwohl bin ich über die systematische Stellung der erwähnten kleinen Otolithen noch nicht im klaren. Die Außenseite ist reichlich radial gekerbt, mit zentraler Körnelung wie bei *G. venustus.* Die Crista inferior der Innenseite ist deutlich, nebst einer Area ist gleichwie bei dem Walbersdorfer Otolithen dieser Art eine seichte Ventraldepression vorhanden.

Fig. 1.



a



b

Länge des größten Otolithen 6·4 *mm* (des kleinen fraglichen von Niederleis 2 6 *mm*).

Breite des größten Otolithen 5·3 *mm* (des kleinen fraglichen von Niederleis 2 *mm*).

Dicke des größten Otolithen 1·7 *mm* (des kleinen fraglichen von Niederleis 0·8 *mm*).

Vorkommen: Walbersdorf (drei Exemplare), Niederleis (zwei Exemplare), Möllersdorf (ein Exemplar).

Otolithus (*Macrurus*) *ellipticus n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 31—33.)

Diese Form steht, soviel ich bisher erkennen kann, am nächsten den Otolithen des rezenten (von Vaillant 1888, Taf. XXI, 1 *c*, *d* abgebildeten) *Macrurus japonicus Schlag.*, von dem sie sich jedoch durch geringere Größe, breitere Gehörfurche und auffallend stark ausgeprägte Ventrallinie unterscheidet. Der Umriß ist im ganzen elliptisch, doch bald etwas breiter (Fig. 32), bald etwas schmäler (Fig. 31). Diese schlankeren Formen erinnern an den *Otolithus Toulai*, lassen sich jedoch stets gut davon unterscheiden.

Eine Sonderung des Sulcus acusticus in ein kleineres Ostium und eine größere Cauda ist infolge einer Einschnürung des Sulcus und

kollikularer Bildungen deutlich erkennbar. Eine Crista superior ist im vorderen Teile vorhanden, darüber auch eine Area. Der zwischen dem Sulcus acusticus und der Ventrallinie befindliche Teil der Innenseite ist etwas erhaben, so daß sich die Ventrallinie scharf abhebt. Die Außenseite (Fig. 33) ist in der Mitte verdickt, die Ränder radial gefältelt, die Kerben treten bisweilen auch auf die Innenseite etwas über. Der nahe verwandte *Macrurus japonicus* wurde vom Travailleur und Talisman bei den Azoren, Kapverden und an der sudanesischen Küste gefunden.

Nach den Größenausmaßen dieser Form zu urteilen, dürften die Walbersdorfer Exemplare etwa eine Länge von 300 *mm* besessen haben.

Länge 7·5 *mm* (die größten Exemplare, das kleinste von Möllersdorf mißt 2·5 *mm*).

Höhe 5·5 *mm*.

Dicke 1·5 „

Vorkommen: Walbersdorf (vier), Perchtoldsdorf (zwei), Möllersdorf (vier), Vöslau (zwei Exemplare).

Otolithus (*Macrurus*) *excisus n. sp.*

Aus Vöslau und dem Miocän von Brunn kenne ich vereinzelte Exemplare eines Otolithen, der sich an die vorige Art anzuschließen scheint, vielleicht nur eine Abänderung von *O. ellipticus* darstellt, wahrscheinlich aber einer neuen Art angehört. Ich fand diese Form erst, als die Abbildungen schon fertiggestellt waren, und begnüge mich daher für jetzt mit einigen kurzen Angaben, die aber genügen dürften, diese Form zu erkennen und von *ellipticus* zu unterscheiden. Die Form des Sulcus acusticus ist im wesentlichen die gleiche wie bei dieser Art, doch schneidet eine scharfe, auch an der Außenseite ersichtliche horizontale Excisura ostii scharf ein. Bisweilen ist auch eine schwächere kaudale Exzisur zu bemerken. Die Dorsalpartie ist auf der Außen- wie Innenseite gefältelt. Eine Ventrallinie ist gleichwie bei der vorigen Art deutlich ausgeprägt.

Größenausmaße geringer als bei *O. ellipticus* (Länge der Exemplare von Brunn 3·5 *mm*, Höhe 2·5 *mm*, Dicke 0·5 *mm*), doch handelt es sich nicht etwa um Jugendformen von *O. ellipticus*, wie ich durch Auffindung jugendlicher Exemplare dieser Art beobachten konnte.

Otolithus (*Macrurus*) *Hansfuchsi n. sp.*

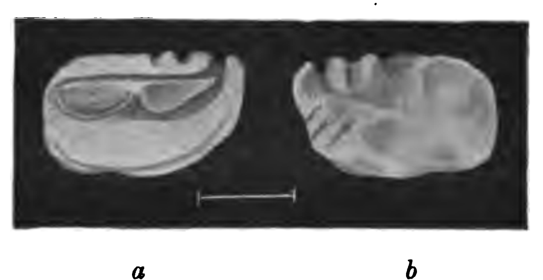
(Textfig. 2 *a*, *b*.)

Diese Otolithenform, welche ich Herrn Dr. med. Hans M. Fuchs in Vöslau verdanke, gehört in den Formenkreis des rezenten *Macrurus rupestris*. Sie unterscheidet sich von dieser rezenten Art durch die langgestreckte Gestalt des Sulcus acusticus sowie des ganzen Otolithen und den Mangel einer Excisura ostii. Die Form des Sulcus mit den zwei



scharf getrennten kollikularen Bildungen läßt jedoch meines Erachtens keinen Zweifel an einer engen Verwandtschaft übrig. Von *Macrurus rupestris* besitze ich drei, offenbar zwei Exemplaren angehörige Otolithen, von denen sich der eine kleinere nicht unerheblich von den zwei anderen unterscheidet. Daraus ist zu ersehen, daß der etwas größeren oder geringeren Entwicklung der Dorsalpartie, mehr oder minderen

Fig. 2.



a *b*

langgestreckten Gestalt sowie geringeren oder stärkeren Excisura ostii keine Bedeutung bei der spezifischen Abgrenzung dieser Otolithen beizumessen ist. Die Form des Sulcus sowie Gesamtbau der Außenseite — bei *rupestris* eine zentrale Verdickung, bei *Hansfuchsi* mehrere von einer ungefähr median gelegenen Verdickung abgehende unregelmäßige Wülste — scheint dagegen im wesentlichen konstanter zu sein.

Bei *O. Hansfuchsi* ist der Sulcus stark dem gekerbten und eingeschnittenen Dorsalrande genähert, Ostium kürzer als Cauda. Eine Ventrallinie ist deutlich ausgeprägt, der Vorderrand ist ganz und gerundet.

Länge des einzigen Exemplars . . .	12 *mm*
Höhe „ „ „ . . .	7 „
Größte Dicke des einzigen Exemplars	3 „

Vorkommen: Walbersdorf (1 Exemplar).

Otolithus (Macrurus) Kokeni Rzehak.

(Textfig. 3 *a*, *b*)

1893. Verh. naturf. Ver. Brünn. pag. 183, Taf. II, Fig. 22.

„Dieser durch seine Größe und Skulptur ausgezeichnete Otolith ist abgerundet dreiseitig mit kräftig gekerbten Rändern. Der Unterrand ist nahezu halbkreisförmig gekrümmt; der obere Teil bildet einen länglichen Lappen, so daß der Otolith viel höher als breit erscheint. Der Raum des Sulcus ist ganz ausgefüllt, so daß der Sulcus selbst eigentlich nur durch einen merklich lichter gefärbten, von seichten Furchen begrenzten Streifen dargestellt wird. Gegen die

Ränder zu strahlen zahlreiche Furchen aus, die von seichteren, den Rändern parallelen Rinnen durchsetzt werden. Die Außenseite zeigt in der Mitte kräftige Tuberkel, von denen besonders eines stark hervorragt; gegen die Ränder zu treten auch hier divergierende Furchen auf.

Länge . . . . 10 *mm*
Höhe . . . . 14 „

Vorkommen: Oslawan (sehr selten).“

Fig. 3.



a *b*

Dieser vorstehende, von Rzehak aus dem mährischen Miocän (den *Oncophora*-Schichten von Oslawan) beschriebene Otolith, unterscheidet sich von den im vorstehenden beschriebenen Macruriden durch den ganzen Habitus, den schmalen, seichten Sulcus, so daß sicher keine der Walbersdorfer Arten mit ihm identisch ist. Am nächsten scheint er mir dem *O.* (*Macrurus*) *Arthaberi* zu stehen, von dem er jedoch anderseits durch die ganze Gestalt nicht unerheblich abweicht. Die Abbildung stellt eine photographische Kopie der von Rzehak gegebenen Abbildung dar.

Otolithus (*Hymenocephalus?*) *austriacus n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 29.)

Die vorliegende Sagitta schließt sich im ganzen Habitus enger an die Otolithen von *Hymenocephalus crassiceps Günt.* (cf. Vaillant, l. c. XX, 1 *b*, *c*) als an die der mir bisher bekannten *Macrurus*-Arten an, so daß ich sie, wenn auch mit Fragezeichen, zu *Hymenocephalus* stellen möchte.

Der Sulcus acusticus ist breit, kräftig vertieft, kaum in Ostium und Cauda differenziert und dadurch allerdings von dem Otolithen von *Hymenocephalus crassiceps* vielleicht nicht unerheblich verschieden. Der ganzen Länge nach lagert eine kollikulare Bildung, wie sie übrigens auch bei den übrigen *Macrurus*-Formen selten fehlt. Das Rostrum springt scharf vor, eine Excisura ostii ist nur schwach angedeutet. Ein zusammenhängender Wulst, welcher dem Dorsalrande der Innenseite entsprechen würde, ist nicht vorhanden, wohl aber erscheinen zwei antirostral und in der Mitte gelegene kräftige Höcker und ein kleinerer am Hinterrande, zwischen denen die Innenseite

vertieft ist, als Reste desselben. Die Dorsalpartie ist mäßig entwickelt, in zwei Höcker ausgezogen.

Außenseite im rückwärtigen Teile mit einer seichten Querrinne und auch sonst flachem Relief unterscheidet sich von den übrigen *Macrurus*-Formen nicht wesentlich.

Länge	des	einzigen	Exemplars	15·1	*mm*
Breite	„	„	„	11·0	„
Dicke	„	„	„	4·5	„

Vorkommen: Walbersdorf bei Mattersdorf (Ungarn), sehr selten.

Otolithus (Hymenocephalus?) labiatus n. sp.

(Taf. XVII, Fig. 18, 21, 23.)

Dieser kleine Otolith ist meist langgestreckt, elliptisch, mit vorspringender Ventralpartie, bisweilen fast rhomboidisch. Der Sulcus acusticus liegt etwas gegen den Dorsalrand zu und ist durch kollikulare Bildungen sowie durch eine Einschnürung deutlich in Ostium und Cauda differenziert. Eine Crista inferior ist bisweilen streckenweise ersichtlich, Crista superior fehlt, der Sulcus geht in eine seichte Arealdepression über. Excisura ostii nur angedeutet, Ventralfurche meist deutlich. Der Ventralrand springt gerundet vor, ohne jedoch ein ausgesprochenes Rostrum erkennen zu lassen. Dorsal- und Ventralrand ist zuweilen gekerbt oder gefältelt, oft auch glatt. Nebst den in der Regel breiten elliptischen Formen (Fig. 23) kommen auch sehr schmale Exemplare (Fig. 18) vor, die jedoch untereinander durch Übergänge verbunden sind.

Die Außenseite ist flach gewölbt, nicht selten mit einer punktförmigen zentralen Einsenkung (Fig. 18); manchmal erscheinen zumal kleinere Exemplare durch eine über diese Einsenkung verlaufende schmale Querfurche eingeschnürt. Der Dorsalrand, seltener auch der Ventralrand, ist mehr minder stark gekerbt. Die Kerben treten auch bisweilen, wie bereits erwähnt, auf die Innenseite des Otolithen über.

Nach der ziemlich großen Übereinstimmung, welche diese besonders in Brunn häufige Form mit den von Vaillant (l. c. Taf. XXIII, 1 *a*, *b*) abgebildeten Otolithen von *Hymenocephalus longifilis G. et B.* zeigt, stellte ich diese Form wenigstens mit Vorbehalt zu *Hymenocephalus.* Auffallend ist der Unterschied zwischen *Hymenocephalus (?) austriacus m.* und *H. labiatus m,* doch nicht größer als zwischen den Otolithen des rezenten *Hymenocephalus crassiceps* und *longifilis.*

Länge der meisten Exemplare 2·0—2·5 *mm* (auch 1·1 *mm*, eines besonders großen Otolithen von Möllersdorf 3 *mm*).

Breite der meisten Exemplare 1·1—1·6 *mm* (auch 0·6 *mm*).
Dicke „ „ „ 0·2—0·5 „

Vorkommen: Im marinen Miocän von Niederösterreich (Enzesfeld, Traiskirchen, Perchtoldsdorf, Brunn a. G., Möllersdorf); Mähren (Kienberg bei Nikolsburg).

Von fossilen Macruriden wurde meines Wissens bisher nur *Otolithus* (*Macrurus*) *praecursor Koken* aus dem Pliocän von Orciano bei Pisa (l. c. 1891), *O.* (*Macrurus*) *Kokeni Rzehak* aus den mährischen *Oncophora*-Schichten und ein *O.* (*Macrurus*) *Kokeni Toula* von Theben—Neudorf (= *O. [Macrurus] Toulai Schub.*) beschrieben. Zwar hat V. J. Prochazka im Jahre 1892 in einer tschechischen Arbeit über die Walbersdorfer Fauna[1]) in den Tabellen fünf „*Otolithus* (*Macrurus*) *nov. form.*" angeführt; da er jedoch durch keinerlei Beschreibung oder auch nur Hinweise die Zugehörigkeit der betreffenden Formen zu *Macrurus* dartat, war damit unserer Kenntnis der miocänen Fischfaunen wenig gedient. Auch der Passus: „Häufig sind dagegen die Fischotolithen der Gruppe *Macrurus* und *Berycidarum*, dafür werden die Vertreter der Gruppen *Merclucius* (konstant so statt *Merluccius*), *Merlaugus* (!), *Gadus* und *Gobius* selten angetroffen" im deutschen Resümee (l. c. pag. 24) konnte keine klareren Vorstellungen von der Beschaffenheit und Zugehörigkeit der als *Macrurus* bezeichneten Otolithen geben. Sieben Jahre nachher tat Prochazka einen weiteren Schritt, indem er gelegentlich seiner Untersuchungen über die Miocäninseln im mährischen Karste (in derselben Zeitschrift 1899) pag. 11 von Lažanky drei, von Jednowitz (pag. 19) eine Art von *Macrurus* anführt. Ohne aber durch Beschreibungen oder Abbildungen den doch gewiß notwendigen Nachweis der wirklichen Zugehörigkeit der fraglichen Objekte zu dieser Gattung zu bringen, begnügte er sich, den Otolithen neue Namen zu geben und sie in den Listen als *rarus Proch.*, *manifestus Proch.* und *corneus Proch.* sowie als *Hornovi Proch.* anzuführen. Hiernach bedarf es wohl keiner weiteren Rechtfertigung, daß ich in meiner vorliegenden Arbeit die von Prochazka vor sechs Jahren gegebenen Namen ignoriere. Die ersten drei kommen laut Angaben Prochazkas (in einer Tabelle) auch in Walbersdorf vor, dürften also nun wohl sicherlich der Synonymie einer der im vorstehenden beschriebenen Arten anheimfallen; vielleicht ist dies auch mit der Form aus dem Miocän von Jednowitz (Mähren) der Fall.

Soviel bisher über die Verbreitung und das Vorkommen von Macruriden im österreichisch-ungarischen Tertiär bekannt ist, entfaltet diese Familie, beziehungsweise die Gattung *Macrurus* in Walbersdorf (Ungarn) die größte Formen- und Individuenfülle (besonders im graublauen Tegel). Im niederösterreichischen Miocän sind sie selten, bisher nur vereinzelt in Baden, Perchtoldsdorf, Niederleis, Möllersdorf nachgewiesen, im mährischen Miocän sind sie bisher nur an drei Lokalitäten nachgewiesen. Die rezenten *Macrurus*-Formen sind durchweg Tiefseefische und auch die übrigen Faunenelemente der sie einschließenden miocänen Sedimente lassen mit Sicherheit auf eine analoge Lebensweise der miocänen Vertreter dieser Gattung schließen, was nur deshalb hervorhebenswert scheint, weil Koken für manche oligocänen Vorläufer rezenter Tiefseefische abweichende biologische Verhältnisse feststellte. Auffallend ist nur das Vorkommen des *Macrurus Kokeni Rzehak* in den brackischen *Oncophora*-Sanden von Oslawan. Der gute Erhaltungszustand dieser besonders reich skulpturierten.

[1]) Sitzungsber. d. böhm. Franz Josefs-Akademie in Prag.



ziemlich großen Otolithenform spricht gegen die Annahme, daß der Fisch in größeren Tiefen lebte und der Otolith erst später in die Sande gelangte, obgleich der auffallend seichte Sulcus acusticus nicht gerade darauf schließen läßt, daß diese Art eine Seichtwasserform war, die zeitweise auch in Brackwasser lebte.

Beryciden.

Während die Otolithen der im vorhergehenden beschriebenen Familie zum größten Teil aus Walbersdorf stammten, also, wenn auch an anderen Lokalitäten nachgewiesen, vorwiegend dort eine reichere Art- und Individuenentfaltung erkennen ließen, fehlen die im folgenden zu besprechenden Formen fast in keiner Schlämmprobe von miocänem Tegel. Wenn unter den Fundortangaben die mährischen Lokalitäten so reich vertreten sind, so ist dies in erster Linie dem Umstande zuzuschreiben, daß bisher lediglich die mährischen Tertiärschichten durch Prochazka und Rzehak auf Otolithen eingehender untersucht worden waren. Da nun einige Arten von Prochazka selbst beschrieben wurden, so konnte ich im Lokalitätennachweis dessen in mehreren Faunenlisten niedergelegte Angaben mit den durch Prioritätsforderungen nötigen Korrekturen einbeziehen; die meisten auf Mähren sowie die wenigen auf Ostböhmen bezughabenden Vorkommen sind daher auf Prochazkas Angaben zu beziehen, denn mir lagen bisher nur spärliche Proben aus Mähren vor.

Die beiden zu *Hoplostethus* gestellten Formen gehören wohl sicher zu dieser Gattung und daher sicher zu den Beryciden und ihr Vorkommen in Tiefseetegeln läßt darauf schließen, daß diese rezente Tiefseegattung bereits im Miocän eine ähnliche Lebensweise führte. Weniger sicher ist die systematische Stellung der übrigen Otolithen, die ich lediglich auf Kokens Autorität hin auf Beryciden bezog.

Otolithus (*Hoplostethus*) *praemediterraneus n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 39, 40.)

Diese Otolithen stimmen gleichwie der folgende mit den Otolithen des rezenten *Hoplostethus* (*mediterraneus*) *japonicus* [1]) derart überein, daß kein Zweifel an der Zugehörigkeit dieser Otolithen zum Genus *Hoplostethus* besteht. Ja Umriß sowie Gestalt des Sulcus acusticus, ja sogar die Größe stimmt derart mit den Otolithen der rezenten Art (besonders dem bei Vaillant abgebildeten Exemplar) überein, daß lediglich die oben dargelegten Gründe wegen der geologischen Altersdifferenz mich zur Bezeichnung *praemediterraneus* bewogen.

Der Umriß ist ungefähr elliptisch, der Ventralrand jedoch nach vorn ausgebaucht. Der Sulcus acusticus liegt fast in der Mitte der

[1]) cf. Abbildungen bei Vaillant (c. l.), Taf. XXVII, 5, 5*a* und Koken (l. c. 1891), Taf. IX, 3, pag. 114.

Innenseite, ist ziemlich tief, in ein weites, größeres Ostium und eine schmälere, schwach aufwärtsgekrümmte Cauda unterschieden. Unterrand des Ostiums scharf von demjenigen der Cauda abgesetzt. Die Excisura ostii ist tief, Crista superior und Area sind deutlich wahrnehmbar. Der Ventralrand ist glatt, ganzrandig, der Dorsalrand jedoch mehrfach eingeschnitten.

Die Außenseite ist in der unteren Hälfte verdickt und gegen den Ventralrand zu durch eine kurze, aber tiefe und ziemlich breite, etwa in der Mitte gelegene Furche eingeschnitten; der Dorsalrand ist unregelmäßig gekerbt.

Wenn diese Otolithen einerseits denen des rezenten *Hoplostethus mediterraneus Cuv. et Val.* so nahe stehen, daß die miocäne Form als direkter Vorläufer dieser rezenten Art aufgefaßt werden kann, so bestehen anderseits auch mehrfach Beziehungen zu den oligocänen, von Koken beschriebenen *Hoplostethus*-Formen, besonders zu *O.* (*Hoplostethus*) *ostiolatus Kok.* aus dem deutschen Mitteloligocän und *O.* (*Hoplostethus*) *ingens Kok.* aus dem deutschen Unteroligocän.

Die Länge des miocänen *Hoplostethus praemediterraneus* dürfte nach den sonstigen Übereinstimmungen mit der rezenten Form etwa 150 *mm* betragen haben, war offenbar viel geringer, als man nach den Größenausmaßen des miocänen Otolithen glauben möchte.

Länge des	größten	mir	vorliegenden	Otolithen	11·5	*mm*
Höhe „	„	„	„	„	8·8	„
Dicke „	„	„	„	„	2·7	„

Von einem 157 *mm* langen Exemplar von *H. mediterraneus* gibt Vaillant für die Otolithen 12·2 *mm*, 9·6 *mm*, 2·2 *mm* an.

Vorkommen: Boratsch (Mähren).

Otolithus (*Hoplostethus*) *levis n. sp.*

(Taf. XVI, Fig. 41.)

Die Übereinstimmung dieser Form mit der im vorstehenden besprochenen ist derart, daß ich der Zugehörigkeit auch dieses Otolithen zur Gattung *Hoplostethus* sicher zu sein glaube. Er unterscheidet sich jedoch von *praemediterraneus* vornehmlich durch das Fehlen jeglicher Skulptur (am Dorsalrand und der Außenseite). Da sonst bei Otolithen oft an Jugendexemplaren reiche Skulpturen vorhanden sind, die im Alter verschwinden, der vorliegende Otolith jedoch nur klein ist, glaubte ich den erwähnten Unterschied auf spezifische Verschiedenheit zurückführen zu sollen.

Bei dem einzigen Stücke fehlt der vordere Teil der Dorsalpartie, doch ist deutlich zu bemerken, daß auch hier eine Ostialexzisur vorhanden war.

Länge des	einzigen	Stückes	7·0	*mm*
Höhe „	„	„	6·0	„
Dicke „	„	„	1·5	„

Vorkommen: Boratsch (Mähren).



Bereits im Jahre 1899 wurden von V. J. Prochazka in einer tschechisch geschriebenen Arbeit über Miocän im mährischen Karste in Listen Otolithen von drei *Hoplostethus*-Arten zitiert (Sitzungsber. d. böhm. Franz Josefs-Akad., VIII. Jahrg., Nr. 41, pag. 11 und 37) und als *nobilis, clarus* und *excelsus* bezeichnet. Er fand die drei Formen in Lažanky, die dritte Form außerdem in Jedownitz. Doch gibt er von diesen Formen weder Beschreibungen noch Abbildungen, auch lassen die von ihm gewählten Artnamen keine Schlüsse auf das Aussehen der fraglichen Otolithen zu. Bei den vielfachen faunistischen Beziehungen der ungefähr in gleicher, und zwar größerer Tiefe abgesetzten Sedimente von Lažanky und Boratsch dürften die von Prochazka zitierten Formen wenigstens teilweise mit den beiden vorstehenden Arten identisch sein.

Otolithus (Berycidarum) austriacus Koken.

(Taf. XVII, Fig. 1—7.)

O. (Berycidarum) austriacus Kok. 1891. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., pag. 122, 123, Fig. 14.

O. (Berycidarum) moravicus Proch. 1893. Prag. Sitzungsber. d. böhm. Fr. J.-Akad. Nr. XXIV, pag. 80, Taf. III, 1 und in mehreren Faunenlisten.

O. (Berycidarum) moravicus Proch. 1900. Prag. Archiv d. naturw. Landesdurchf. Böhm. X. Bd, Nr. 2, pag. 81, Fig. 6.

?*O. (Berycidarum) aff. austriacus Kok.* R. Schubert 1904. Verh. k. k. geol. R.-A., pag. 112.

Diese Art ist eine der häufigsten, ja an manchen Lokalitäten in Hunderten von Exemplaren vorhanden. Sie wurde zuerst von Koken vom Michelsberge (Siebenbürgen), von Grußbach und Baden beschrieben. Dieser Otolith ist sehr klein, rundlich, vorn durch eine Excisura ostii seicht ausgeschnitten. Der Ventralrand ist meist gezähnt, der Dorsalrand scharf, gerundet bis schwach gekantet. Bisweilen finden sich diesbezüglich Übergänge zu *O. Kokeni Pr.* Der Sulcus acusticus ist breit, mit einem sehr großen Ostium und kleinerer Cauda. Die Außenseite bildet eine glatte, flache Wölbung, ist jedoch manchmal (Fig. 3) wie *O. pulcher* in der Mitte punktförmig vertieft. Bei manchen Exemplaren (Fig. 2, 3, 4, 6) ist jedoch eine in der Fortsetzung der Excisura ostii gelegene mehr minder ausgeprägte Furche vorhanden. Hierdurch nähert sich diese Form dem von Koken zu gleicher Zeit (ibidem, pag. 122, Taf. VI, Fig. 3) aus dem Miocän von Langenfelde beschriebenen *Otolithus (Berycidarum) debilis Kok.*, von dem sich *O. austriacus* nach Koken „durch eine mangelhaftere Ausbildung der Excisura ostii und geringe Vertiefung der Area“ unterscheiden soll. Taf. XVII, Fig. 1 habe ich einen Otolithen von Perchtoldsdorf abgebildet, der mir mit *O. debilis Kok.* so übereinzustimmen scheint, daß er mit diesem Namen bezeichnet werden muß. Die beiden Abbildungen von *debilis* und *austriacus* bei Koken sind allerdings voneinander recht verschieden, unter dem mir vorliegenden Material finden sich jedoch so viel Übergänge, ebenso zu der von Prochazka als *O. moravicus* bezeichneten Form, daß es mir nach meinen Erfahrungen über die Variabilität der Otolithen bei ein und derselben Art unzweckmäßig scheint, diesen

Formenkreis des *O. austriacus* zu teilen. Ich habe den Namen *austriacus* statt *debilis* gewählt, weil die erstere Form aus dem hier in Betracht kommenden österreichisch-ungarischen Miocän, die letztere aus dem deutschen Miocän beschrieben wurde, aus welch letzterem mir kein Vergleichsmaterial vorliegt. Außerdem steht der Typus *austriacus* in der Mitte zwischen den als *debilis* und *moravicus* bezeichneten Formen und eignet sich deswegen besser als Bezeichnung des Formenkreises.

Sicher nicht zu trennen ist *O. austriacus Kok.* von *O. moravicus Proch.* Die oben zitierten Beschreibungen von Prochazka passen derart auf *austriacus*, daß es unverständlich ist, daß Prochazka, der die Kokensche Arbeit doch offenbar kannte, bei Angabe von Verwandtschaftsbeziehungen von *O. moravicus* nur seinen *O. Kokeni* und Kokens *O. mediterraneus* heranzieht, ohne etwaige Beziehungen zu *O. austriacus* auch nur in Betracht zu ziehen. Fig. 2, 3, 7, auf Taf. XVII entsprechen der von Prochazka *moravicus* genannten Form, während Fig. 5 u. 6 den von Koken abgebildeten Typus des *austriacus* repräsentieren. Schon die wenigen von mir zur Abbildung gebrachten Formen lassen die Variabilität und das Ineinanderübergehen von *debilis* — *austriacus* — *moravicus* erkennen. Bei der großen Häufigkeit dieser Form und den zahllosen Übergängen ist eine Abgrenzung wohl unmöglich. Vielleicht sind in diesem Formenkreis 2—3 verschiedene Fischspezies enthalten, doch erscheint mir eine Trennung derselben auf Grund der Otolithen gleichwie bei den eingangs erwähnten Crenilabriden gegenwärtig untunlich.

Über die generische Stellung habe ich leider keine größere Klarheit als Koken, der *debilis* und *austriacus* zu den Beryciden stellte.

Länge	1·7—2·0 *mm*
Höhe	1·5—1·7 „
Dicke	0·3—0·4 „

Wie bereits erwähnt, gehört diese Form zu den häufigsten der marinen Miocänformen.

Bisher ist sie bekannt aus Niederösterreich (Nußdorf, Perchtoldsdorf, Brunn a. G., Kalksburg?, Baden, Gainfahrn, Möllersdorf, Enzesfeld, Niederleis); Oberösterreich (Ottnang); Mähren (Grußbach, Seelowitz, Lažanky, Ruditz, Drnowitz, Lomnitschka, Bejkowitz, Řepka, Boratsch, Černahora, Kralitz, Boskowitz, Knihnitz, Suditz, Gr.-Opatowitz, Jaroměřitz); Ostböhmen (Rudelsdorf); Ungarn (Theben—Neudorf, Walbersdorf); Siebenbürgen (Michelsberg); Bosnien (Dolnja Tuzla?).

Otolithus (Berycidarum) Kokeni Proch.

(Taf. XVII, Fig. 8—11.)

O. (Berycidarum) Kokeni Prochazka. 1893. Sitzungsber. d. böhm. Fr. J.-Akad. Prag. XXIV, pag. 81, Taf. III, 3.
O. (Berycidarum) Kokeni Prochazka. 1900. Arch. f. naturw. Landesdurchf. Böhm. Prag, X. Bd., Nr. 2, pag. 82.

Mit der vorhergehenden Art nahe verwandt, unterscheidet sich diese Form im wesentlichen durch die Gestalt des Dorsal- und



Kaudalrandes, indem der erstere durch eine bei *O. austriacus* lediglich angedeutete Zacke deutlich erhöht, der letztere fast senkrecht abgeschnitten, ja bisweilen sogar etwas ausgehöhlt ist. Diese Art ist daher auch höher als die vorhergehende, stimmt aber in bezug auf den Sulcus acusticus mit ihr ziemlich überein.

Obgleich ich auch Zwischenformen beobachten konnte oder wenigstens Formen, die fast mit dem gleichen Rechte zu beiden Arten hätten gestellt werden können, glaube ich dennoch, daß hier zwei verschiedene Arten vorliegen. Daß die beiden Formen, nämlich *O. Kokeni* und Prochazkas *moravicus* = *austriacus Kok.*, ineinander übergehen, scheint auch aus Prochazkas Angabe hervorzugehen, die er (l. c. 1900) macht, daß seine ostböhmischen Exemplare sich von den mährischen dadurch unterscheiden, „daß sie die Ränder fast ganz haben, der Zähnchen entbehrend, die man nur angedeutet sieht. Der Ausschnitt des Hinterrandes ist bei unseren Individuen nicht so tief und kenntlich wie bei den mährischen. Dieses Merkmal hat zur Folge, daß die Sagitta eine fast ovale Gestalt annimmt".

Eine Excisura ostii ist meist vorhanden und scharf wie bei *O. debilis Kok.*, bisweilen scheint sie zu fehlen (siehe Taf. XVII, Fig. 11), was jedoch durch den minder guten Erhaltungszustand bedingt sein dürfte.

Die Crista superior ist nur vorn stärker ausgeprägt, verschwindet nach rückwärts zu, wo sich eine seichte Area ausbreitet.

Länge 1·8—2·3 *mm* (ein Jugendexemplar 1·2 *mm*).

Höhe 1·6—2·1 *mm* (in der Regel fast so hoch wie lang; auch 1·2 *mm*);

Dicke 0·5 *mm* (0·2 *mm*).

Obgleich auch diese Form eine weite Verbreitung zu besitzen scheint, steht sie doch an Häufigkeit der im vorstehenden beschriebenen nach. Bisher ist sie bekannt aus dem marinen Miocän von Niederösterreich (Niederleis, Perchtoldsdorf, Enzesfeld, Traiskirchen, Brunn a. G.); Oberösterreich (Ottnang); Mähren (Jedownitz, Lažanky, Lomnitschka, Kralitz, Boskowitz, Knihnitz, Jaroměřitz): Ostböhmen (Rudelsdorf); Ungarn (Walbersdorf, Theben—Neudorf); Siebenbürgen (Lapugy).

Otolithus (Berycidarum) mediterraneus Kok.

(Taf. XVII, Fig. 19, 20.)

O. (Berycidarum) mediterranens Koken. 1891. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., pag. 122, 123, Fig. 15.

O. (Berycidarum) insoletus Proch. 1893. Prag. Sitzungsber. d. böhm. Fr. J.-Akad. XXIV, pag. 82, Taf. III, 8, und in mehreren Faunenlisten.

Wie schon Koken hervorhebt, ist diese Otolithenform von *O. austriacus* vornehmlich durch die viel gestrecktere Gesamtgestalt verschieden. Die Verzierung „der Außenseite mit kurzen randlichen

Rippen, die auch auf der Innenseite undeutlich erkennbar sind", scheint mir jedoch keine durchgehends bei dieser Form vorhandene Eigentümlichkeit, sondern mehr auf die jugendlichen Exemplare beschränkt zu sein. Denn nur die kleinen Exemplare, zum Beispiel das von Koken abgebildete, aus Grußbach stammende sowie das auf Taf. XVII, Fig. 20, zeigen diese Skulptur des Randes, während das auf Taf. XVII, Fig. 19, dargestellte sowie die Originalabbildung von Prochazkas *O. insoletus* bei bedeutenderen Größenausmaßen glatte Ränder bei sonst wesentlicher Übereinstimmung besitzen, ebenso ein sehr großes Exemplar aus Niederleis (pal. Inst. der Univ. Wien).

Der Cranialrand (aber nicht, wie Prochazka im deutschen und tschechischen Text mit Vorliebe zu sagen pflegt, Carinalrand) ist schräg abgestutzt und durch eine seichte Excisura ostii ausgebuchtet. Bisweilen kommen Otolithen vor, bei denen man im Zweifel sein könnte, ob sie zu *O. mediterraneus Kok.* oder zu *O. splendidus Pr.* gehören, indem eine spitzer einschneidende Exzisur vorhanden ist, die jedoch nicht scharf genug ist, um den für *splendidus* bezeichnenden Umriß hervorzurufen.

Länge	1·7—2·9 *mm*	(1 Exemplar aus Niederleis 4·7 *mm*)
Höhe	1·5—1·9 *mm*	(1 „ „ „ 2·9 *mm*)
Dicke	0·4—0·5 *mm*	(1 „ „ „ 1·0 *mm*)

Vorkommen: Im marinen Miocän von Niederösterreich (Niederleis); Mähren (Boratsch, Lažanky, Řepka, Boskowitz, Grußbach, Mähr.-Trübau); Ungarn (Theben—Neudorf).

Otolithus (Berycidarum) splendidus Proch.

(Taf. XVII, Fig. 17.)

1893. Prag. Sitzungsber. d. böhm. Fr. J.-Akad. Nr. XXIV, pag. 81, III, 5 und in mehreren Faunenlisten.

Länglich bis eiförmig im Umriß, scheint diese Form dem *O. mediterraneus Kok.* (*insoletus Proch.*) am nächsten verwandt, von dem sie sich im wesentlichen und recht auffällig durch eine scharfe einschneidende Excisura ostii unterscheidet, so daß diese beiden Otolithen in einem ähnlichen Verhältnis zueinander stehen wie *O. debilis* und *austriacus*. Die Cauda ist kürzer als das Ostium, die Area stets seicht, Crista superior meist schwach entwickelt. Bei dem abgebildeten Stücke aus Nußdorf liegt die Gehörfurche ziemlich in der Mitte der Innenseite, während sie bei dem von Prochazka (l. c.) dargestellten Otolithen merklich dem Oberrande genähert ist, weshalb die dorsale Partie dortselbst schwächer entwickelt ist als die ventrale, was jedoch nach meinen Erfahrungen von keiner Bedeutung ist. Die Außenseite ist gewölbt und mit Ausnahme der randlichen Zähnchen, beziehungsweise Kerben glatt.

Aus Niederleis sah ich Otolithen, die, was Ausbildung der Exzisur, also des wesentlichsten Unterscheidungsmerkmales anbelangt, sich sehr dem *O. mediterraneus* näherten.



Länge . . .	2·5—3	*mm*
Höhe . . .	1·8—2	„
Dicke . . .	0·5	„

Vorkommen: Niederösterreich (Nußdorf, Niederleis ?); Mähren (nach Prochazka Seelowitz, Eibenschitz, Boratsch, Lažanky, Řepka, Kralitz, Boskowitz).

Otolithus (*Berycidarum*) *pulcher Proch.*

(Taf. XVII, Fig. 12—14, 16, 15?.)

1893. Prag. Sitzungsber. d. böhm. Fr. J.-Akad. Nr. XXVI, pag. 80, III, 7 und in mehreren Fossillisten.

Prochazka beschreibt diese Form als elliptisch, vorn schräg abgeschnitten, Ventral- und Dorsalrand gebogen, ganz, scharf gerandet. Rückenseite gleichmäßig gewölbt, glatt, Excisuragrube (?) kurz, deutlich. Innenseite eben. Sulcus hinten nach oben gebogen, Cauda kleiner als Ostium, Collicula deutlich vortretend, Excisura schwach ausgebildet. Crista superior niedrig, hinter derselben breitet sich eine seichte Area aus. Ventralfurche deutlich, mit dem Rande parallel.

Länge . . .	1·2	*mm*
Breite . . .	1·0	„
Dicke . . .	0·3	„

Exemplare, die dieser Beschreibung sowie der zitierten Abbildung ganz entsprechen, konnte ich in dem von mir untersuchten Material nur selten finden (etwa Fig. 14, 16), obgleich Prochazka diese Art in Neudorf, Walbersdorf und Nußdorf, woher auch mir Material vorlag, häufig nennt. Zweifellos sind die Otolithen dieser Art beträchtlich variabler, als Prochazka angibt. So ist diese Form zwar häufig kleiner als *O. austriacus* (nur 1 *mm* lang), aber fast ebenso häufig sind Exemplare bis 2 *mm* Länge, also in den Größenausmaßen, wie sie dieser Art zukommen. Der Umriß ist bisweilen, wie ihn Prochazka darstellt, ungefähr elliptisch mit glatten Rändern, manchmal ist jedoch der Ventralrand etwas gekerbt (Taf. XVII, Fig. 13). Die Innenseite stimmt im ganzen mit der von *O. austriacus* derart überein, daß die Zugehörigkeit mindestens zur gleichen Familie mir sicher scheint.

Als das am leichtesten erkenntliche Unterscheidungsmerkmal halte ich die auf der Außenseite vom oberen Teile des Vorderrandes nach rückwärts führende, stets gut kenntliche Furche (wohl die „Excisura-Grube“ Prochazkas), der kein Einschnitt des Sulcus acusticus auf der Innenseite entspricht. Denn wenn auch bisweilen der Vorderrand eine seichte Aushöhlung besitzt, die der von *O. austriacus* ähnelt, so befindet sich die obenerwähnte Furche oberhalb derselben (Taf. XVII, Fig. 12, 13) und scheint damit in keinem Zusammenhange zu stehen, im Gegensatze zu *O. austriacus* und *debilis*, wo auch eine Furche auf der Außenseite vorhanden ist, die aber stets in die Excisura ostii übergeht. Diese Verhältnisse scheinen mir zumeist eine ziemlich

sichere Trennung von *austriacus* und *pulcher* zu erlauben. Ob sie jedoch auch mit den übrigen Unterschieden der Fische, denen die Otolithen angehörten, zusammenfallen, ob sie also für eine spezifische Trennung brauchbar sind, werden erst Untersuchungen an den nächstverwandten rezenten Fischen dartun können. Die im miocänen Tegel eingeschlossenen kleinen Otolithen, die nach Kokens Vorgang zu den Beryciden gestellt werden, gehörten zweifellos Hoch- oder Tiefseefischen an, während die bisher untersuchten rezenten Fische meist Küstenformen angehören, so daß es einigermaßen erklärlich ist, warum bisher die nähere generische Stellung der miocänen „Beryciden" noch nicht festgestellt werden konnte. So gut übrigens die extremen Formen von *pulcher* und *austriacus* zu unterscheiden sind, ist es doch bei manchen Otolithen, z. B. Fig. 15, zweifelhaft, zu welcher der beiden Formen man sie stellen soll.

Die Außenseite ist gewölbt, besitzt aber häufig in der Mitte eine punktförmige Einsenkung, die ich gelegentlich auch bei *austriacus* beobachte.

Länge	1·2—1·7 *mm*	Die letzteren Größenausmaße stammen von Übergangsformen zu *O. austriacus*.
Höhe	1·0—1·5 „	
Dicke	0·2—0·4 „	

Vorkommen: Im marinen Miocän von Niederösterreich (Nußdorf, Perchtoldsdorf, Traiskirchen, Enzesfeld [?]); Mähren (Seelowitz, Oslawan in *Oncophora*-Schichten, Jedownitz, Tischnowitz, Lomnitz, Lomnitschka, Boratsch, Řepka, Perna, Drnowitz, Lissitz, Kralitz, Boskowitz, Knihnitz-Suditz, Gr.-Opatowitz, Jaroměřitz); Ostböhmen (Lukau, Rudelsdorf); Ungarn (Theben-Neudorf).

Otolithus (*Berycidarum*) *tenuis n. sp.*

Diese Otolithenform unterscheidet sich durch ihren Umriß sowie die Beschaffenheit der Außenseite so von den bisher beschriebenen zu den Beryciden gestellten Otolithen, in deren nächste Verwandtschaft sie nach der wesentlich gleichen Form des Sulcus acusticus wohl zweifellos gehört, daß ich sie, trotzdem mir bisher nur ein einziges Stück vorliegt, als zu einer neuen Art gehörig halte. Der Umriß ist unregelmäßig, fast viereckig, mit stark gekrümmtem glatten Ventral- wie Dorsalrand. Der Sulcus acusticus ist breit und flach, Ostium etwas größer als die Cauda. Eine Crista superior sowie flache Area ist vorhanden.

Der Otolith ist dünn, die Außenseite erscheint unregelmäßig gewellt mit zentraler Verdickung.

Länge	des einzigen	Stückes	2·0 *mm*	
Breite	„	„	„	1·7 „
Dicke	„	„	„	0·2—0·3 *mm*

Vorkommen: Perchtoldsdorf bei Wien.



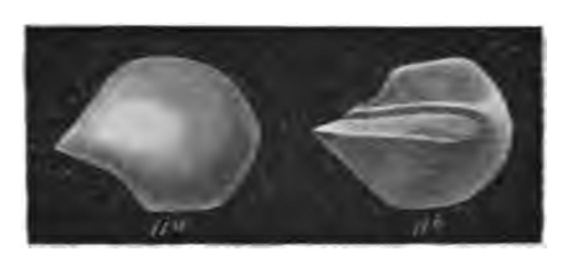
Otolithus (Berycidarum?) fragilis Proch.

(Textfig. 4 a, b.)

1893. *O. (Berycidarum) fragilis Prochazka.* Prag. Sitzungsber. d. böhm. Fr. J.-Akad., II. Kl., II. Jahrg., Nr. 24, pag. 82, Taf. III. Fig. 11.

„Gestalt oval, vorn zugespitzt und schief abgeschnitten, hinten stark gebogen. Dorsal- und Ventralrand scharf; Rückenseite gleichmäßig stark gewölbt, glatt und glänzend. Innenseite eben, mit einem schmalen, hinten erweiterten Bande, dem Sulcus, in der Mitte. Ostium fast doppelt so lang als die Cauda; Collicula beinahe ganz verwischt, das hintere Colliculum undeutlich. Crista superior stellt eine schwache, niedrige Leiste dar, die vorn gerade, jedoch hinten nach abwärts gebogen ist. Area schmal, seicht vertieft. Ventralfurche fehlt."

Fig. 4.



b *a*

Dieser Otolith ähnelt in auffallender Weise dem von Koken 1891 aus dem Mitteloligocän von Sollingen beschriebenen *Otolithus (Berycidarum) parvulus.* (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., pag. 121, Taf. X, Fig. 4 u. 5.) Ja er stimmt, abgesehen von der zwei- bis dreifachen Größe und dem gekerbten Dorsalrande, derart mit der von Prochazka als *fragilis* beschriebenen Form überein, daß ich lange im Zweifel war, ob ich nicht beide Formen vereinen solle. Gleichwohl wäre es doch möglich, ja sogar nicht unwahrscheinlich, daß die deutsche Mitteloligocän- und österreichische Miocänform zwei zwar nahe verwandte, aber doch nach anderen Merkmalen spezifisch verschiedene Formen waren.

Doch hat bereits Koken die Zugehörigkeit dieser Form zur Familie der Beryciden als nicht sicher bezeichnet; ich fand in Brunn a. G. (im miocänen Tegel) einen kleinen Otolithen, der sich von *fragilis* nur durch die langgestreckte Gestalt unterschied, auch ähnlich wie *parvulus* eine lochartige Vertiefung in der Mitte der Außenseite besaß und mit den Otolithen der rezenten *Alosa sardina* sehr nahe verwandt zu sein schien. Leider zerbrach mir der einzige Otolith beim Messen und ich muß mich daher für jetzt begnügen, darauf hinzuweisen.

Länge	1·0 *mm*
Breite	0·9 „
Dicke	0·2 „

Vorkommen: Mähren (Seelowitz, Řepka, Boskowitz); Niederösterreich? (Brunn) sehr selten.

Otolithus (Berycidarum) major n. sp.

(Taf. XVI, Fig. 42—46.)

? 1849. Mem. r. accad. sc. Torino. Ser. II, Tom. X, Taf. II, Fig. 69—70.

Durch seine Größe und auch Gestalt unterscheidet sich dieser Otolith einerseits wesentlich von den im vorstehenden beschriebenen Beryciden des Formenkreises *O. austriacus — Kokeni — mediterraneus — pulcher*, scheint mir anderseits doch in die Nähe dieser Familie zu gehören. Der fast trapezförmige *Otolithus* mit steil abgeschnittenem Vorderrand besitzt einen weiten, median gelegenen Sulcus acusticus, der am oberen wie unteren Rande von einer meist allerdings wenig scharfen Crista begleitet wird. Eine Sonderung desselben in ein sehr langes Ostium und eine ganz kleine Cauda ist an zwei kollikularen Ostium und Cauda in der ganzen Länge eingelagerten Bildungen zu erkennen. Eine Exzisur ist bei meinen Exemplaren zwar nicht vorhanden, doch geht meist vom Ostium aus eine seichte schmale Furche an dem Cranialrand (manchmal von der Cauda zum Caudalrand), so daß bisweilen auch dieser ein tieferer Ausschnitt entsprochen haben mag. Area meist recht deutlich. Unterrand einfach gerundet, Oberrand in der Mitte mehr oder weniger eingeschnitten, so bisweilen bis in den arealen Teil.

Außenseite glatt und flach gewölbt, mit seichten, gegen den Ober- und Hinterrand zu gerichteten Vertiefungen.

Von den bisher bekannt gewordenen Otolithen scheinen mir die Abbildungen bei E. Sismonda aus den miocänen Tegeln der Umgebung von Tortona und Turin, wenn nicht identisch zu sein, so doch sehr nahe zu stehen; doch wurden diese wie überhaupt deren Figuren 60—71 (auf Taf. II [1]) nicht mit Otolithen rezenter Fische verglichen, sondern lediglich als „ossicini del apparato uditivo di varii generi di pesci“ angeführt. Mehrfache Anklänge weist unsere Form auch mit *Otolithus (Monocentris) subrotundatus Koken* aus dem Unteroligocän von Lattorf und Westeregeln auf. (Vergl. Koken, l. c. 1884, XII, 4, 5 und 1891, pag. 118, 119.) Doch scheint mir die eigenartige Ausbildung des Sulcus acusticus bei unserer Art so verschieden von der von *subrotundatus*, daß unser Otolith wohl sicher einer anderen Gattung der Beryciden oder vielleicht sogar einer nahe verwandten Familie angehört haben dürfte.

Länge 6·8—7·8 *mm*.

Breite (bei manchen Exemplaren gleich der Länge) 6·8—7·3 *mm*.

Dicke 1·8—1·9 *mm*.

Vorkommen: Walbersdorf (mehrere Exemplare).

---

[1]) Descrizione dei pesci e dei crostacei fossili nel Piemonte.

Außer den im vorstehenden beschriebenen Otolithen, deren Zugehörigkeit zur Familie der Beryciden sicher oder wenigstens wahrscheinlich ist, wurden von Prochazka aus dem mährischen Miocän mehrere Arten in Fossillisten angeführt, von denen er bisher weder Abbildungen noch Beschreibungen oder auch nur Notizen gab. Da ich nun bisher gerade von mährischen Lokalitäten wenig Material selbst untersuchen konnte, fand ich bisher außer vielleicht den von mir als *O. labiatus*, *tenuis* und *major* bezeichneten Formen keine, die den von Prochazka zitierten Formen entsprechen könnten. Folgende zu den Beryciden gestellte Arten führt Prochazka an: *O. lepidus* (Boratsch, Lažanky), *O. simplex* (Jedownitz, Lažanky, Lomnitschka), *O. venustus* (Boratsch), *O. mirabilis* (Lažanky), *O. moderatus* (Jedownitz, Lažanky) und *O. molestus* (Lažanky).

Ich sehe für jetzt von faunistischen Vergleichen ab, da ich nach Bearbeitung der übrigen Otolithengruppen die dabei gewonnenen allgemeinen Ergebnisse und unsere bisherigen Kenntnise über die österreichischen Tertiärfischfaunen zusammenfassen werde.

Nachtrag.

Als die Bogen schon umgebrochen waren, erhielt ich von Herrn Prof. A. Rzehak in Brünn eine kleine Suite Otolithen der gegenwärtig zumeist als alttertiär aufgefaßten Lokalität Pausram in Südmähren. Da sich darunter auch einige Formen befinden, welche sich auf die im vorstehenden beschriebenen beziehen lassen, will ich dieselben hier noch kurz erwähnen:

1. *O. (Berycidarum) austriacus Kok.*, zum Teil größer (2·5, 2, 0·5 *mm*), doch sonst gut in den Rahmen dieser variablen, im österr.-ungar. Miocän so weitverbreiteten Art passend.
2. *O. (Berycidarum) cf. mediterraneus Kok.*, Bruchstück.
3. *O. (Berycidarum) major Schub.*, halb so groß als die Walbersdorfer Exemplare (3·2, 3·2, 1 *mm*), doch sonst ganz damit übereinstimmend.

Nachträge zu den Erläuterungen des Blattes Mährisch-Neustadt und Schönberg der geologischen Spezialkarte.

Von Gejza Bukowski.

In den obbezeichneten Erläuterungen konnten wegen des eng bemessenen Raumes, wie in der Einleitung von mir bemerkt wurde, zwei ursprünglich für dieselben bestimmt gewesenen Kapitel nicht zur Veröffentlichung gelangen. Es fehlen darin zunächst eine allgemeine gedrängte Übersicht über den Bau dieses Sudetenteiles und dann ein Verzeichnis der wichtigsten Literatur. Da ich es nun für nicht ausgeschlossen halte, daß mancher, der die geologische Karte des Mährisch-Neustadt—Schönberger Gebietes benutzt, den Mangel der beiden genannten Kapitel als eine Lücke empfinden wird, so sollen die betreffenden Ausführungen dem Versprechen gemäß hier nachgetragen werden. In der Form der Darstellung und in der Anordnung des Stoffes sind für die vorliegende Publikation, nebenbei gesagt, nur unwesentliche Änderungen vorgenommen worden. Dagegen wurden einige neue Erörterungen eingeflochten, deren Einfügung ich mit Rücksicht auf die seither erschienenen geologischen Arbeiten für notwendig oder zum mindesten für zweckdienlich erachtet habe.

Das von dem Kartenblatte Zone 6, Kol. XVI umfaßte Terrain erscheint aus kristallinischen Schichtgesteinen, paläozoischen Ablagerungen nicht näher bestimmbaren Alters, aus unterdevonischen, oberdevonischen und unterkarbonischen Bildungen, aus quartären Absätzen und endlich aus einigen Erstarrungsgesteinen, deren Empordringen in verschiedene geologische Perioden fällt, aufgebaut.

Was zunächst die kristallinischen Schichtgesteine anbelangt, so muß gleich an erster Stelle betont werden, daß sich unter denselben auch einzelne Erstarrungsgesteine eingereiht finden, nämlich solche, die ihre ursprüngliche massige Struktur und nebstbei vielfach auch andere charakteristischen Kennzeichen entweder völlig oder doch wenigstens zum weitaus größten Teile durch Metamorphose eingebüßt haben. Als echter Orthogneis erweist sich vor allem der westlich vom Marchtale vorkommende Hornblendegneis, ein Gestein, das sich im großen und ganzen als ein bis zu einem gewissen Grade veränderter Amphibolgranitit ansprechen läßt. Eruptive Entstehung kann sodann gemutmaßt werden bei gewissen Amphiboliten, namentlich bei der Mehrzahl jener Hornblendeschiefer, welche zwischen Hohenstadt und

Mürau in Verbindung mit den auf der Karte dort nicht besonders ausgeschiedenen Uralitdiabasen auftreten. Das gleiche mag außerdem vielleicht zutreffen bei manchen Amphiboliten der Gegend von Eisenberg a. M., zumal bei jenen, welche den Serpentinzug des Holubani einsäumen. Der letzterwähnte Serpentin selbst scheint allerdings aus Amphiboliten hervorgegangen zu sein, in erster Linie muß er aber wohl gleichfalls auf ein Erstarrungsgestein zurückgeführt werden. Daß man es ferner bei dem schuppigflaserigen Muskovitgneis von Aujezd und Pobutsch hauptsächlich mit einem schiefrig gewordenen Pegmatit zu tun hat, ist schon in den Erläuterungen hervorgehoben worden und schließlich bleibt es noch dahingestellt, ob nicht etwa auch gewisse Partien des Chloritgneises und der hellen glimmerarmen oder freien, teilweise granulitischen Gneise eruptiver Natur sind.

Dem kristallinischen Grundgebirge gehört der größte Teil der westlichen Hälfte unseres Terrains an. Hier bildet es, wenn man von der quartären Decke absieht, ein ausgedehntes, geschlossenes Gebiet, das im Osten und im Süden von den darüberlagernden unterdevonischen und Kulmschichten umrahmt wird. Außerdem finden wir dann noch isolierte Aufbrüche desselben mitten in den paläozoischen Sedimenten. Östlich von der mehr oder weniger zusammenhängenden Region taucht es auf sehr großer Erstreckung aus dem Unterdevon hervor und im äußersten Südwesten kommt es unter den Kulmablagerungen zutage.

Aus kristallinischen Schiefern besteht, um die Verbreitung genauer zu präzisieren, fast das ganze Terrain zwischen der March und der Tess. Nur ein relativ kleiner Teil davon entfällt auf den Granit, der in der Schönberger Gegend die Gneise und die Glimmerschiefer durchbricht. Kristallinische Schichtgesteine bauen ferner die westlich vom Marchtale gelegene Landschaft von der Nordgrenze des Kartenblattes angefangen bis Mürau auf, wo sie schließlich im Süden unter dem aus Zentralmähren herüberstreichenden Kulm verschwinden. Da sich letzterer aber von Mürau als randliche Hülle im Bogen weiter gegen Norden bis über Schmole hinaus fortsetzt, treten sie erst bei Groß-Rasel an das Marchtal heran. Abzurechnen ist innerhalb dieser Region bloß der im Nordwesten bei Eisenberg a. M. eingeklemmte, nicht unansehnliche Zug paläozoischer oder präkambrischer Absätze.

Östlich von der breiten Bodenfurche, welche durch das Tesstal und den unteren Abschnitt des Marchtales daselbst gebildet wird, nimmt die archäische Unterlage einen nicht minder bedeutenden Flächenraum ein. Sie reicht ostwärts ununterbrochen einesteils bis Deutsch-Liebau, andernteils bis zum Fichtlingpaß. Die Grenze gegen das auf ihr ruhende Unterdevon läßt sich von der Reichsstraße am Fichtlingpaß entlang dem Rücken der Weißen Steine und der Schwarzen Steine gegen den Osthang des Haidstein verfolgen, wendet sich dann in der Nähe der alten Brandstraße nach Nordwest und zieht sich weiter unter sehr starken Krümmungen über Rabenseifen und Schöntal zu der obersten Häusergruppe der Ortschaft Frankstadt hin. Zwischen Frankstadt und Deutsch-Liebau zeigt sie das höchste Ausmaß an mannigfachen Windungen. So hängt beispielsweise die am Prisenberg emporkommende Partie der kristallinischen Schiefer mit der übrigen Masse nur mittels eines schmalen, durch Bladensdorf gegen die Hohe

Vibich streichenden Verbindungsstreifens zusammen. Von Deutsch-Liebau läuft nachher die oberflächliche Begrenzungslinie über Liebesdorf und den Lubischekberg nach Rohle, im Süden vom Polankaberg und von dem sogenannten St. Josefsweg, ihre Richtung wiederholt wechselnd, um den Weißen Steinberg herum, zwischen diesem und dem Trlina, endlich südwärts nach Raabe und über Raabe hinaus gegen Dubitzko zum Marchtal.

Die niedrigeren Teile des in seinen Umrissen eben skizzierten kristallinischen Hauptgebietes tragen namentlich in den Randzonen gegen die Fluß- und Bachrinnen eine zuweilen sehr dicke Diluvialdecke, durch welche das Grundgebirge streckenweise gewissermaßen in Inseln aufgelöst erscheint. Es gilt dies besonders von der Gegend zwischen dem Wiesenbach- und dem Tesstale, wo wir fünf auf solche Art voneinander getrennte große und kleine Aufbruchspartien zu unterscheiden haben, und es trifft das auch bis zu einem gewissen Grade bei den Vorkommnissen an der Brousna und längs der Bahn nördlich von der Station Blauda sowie bei dem oberhalb der Haltestelle Krumpisch zu. Dem in Rede stehenden Gebiete gehören schließlich die zwei vereinzelten Aufragungen aus dem Diluvium in Rohle und zwischen Rowenz und Klein-Heilendorf an.

Noch mehr als durch das Diluvium des Hügelterrains zeigt sich das kristallinische Gebirge oberflächlich zerrissen durch die Alluvialstrecken der größeren Flußläufe, durch das Marchtal, das Tesstal und das Sazawatal, die unter den rezenten Anschwemmungen von diluvialem Schotter und Lehm, in der Tiefe, nebenbei bemerkt, vielleicht auch von jungtertiären, beziehungsweise miocänen Absätzen ausgefüllt sind und zweifellos sehr alte Einschnitte darstellen.

Einem mächtigen Gneisaufbruche begegnen wir sodann inmitten der unterdevonischen Bildungen längs des Oskawaflüßchens, bevor dasselbe das Bergland verläßt. Dieser breite, sattelförmige Aufbruch zieht sich aus der Gegend von Böhmisch-Liebau und Unter-Deutsch-Liebau nach Nordost über Moskelle, Ehlend, Oskau, Doberseik, Ferdinandstal und nahe an Friedrichsdorf vorbei bis Altendorf, Brandseifen und, an den Südfuß der Steinkoppe heranreichend, bis zum Klausgraben. Auf der letztgenannten Enderstreckungslinie zwischen Altendorf und dem Klausgraben sinkt der Gneis unter das Devon hinab. In den Bereich des besagten Zuges fallen der Büschelberg, der Wachberg, der Spitzhübel, die Höhen östlich vom Ameisenhübel, der Heinberg, der Totenstein, der Mittelberg, der Eibenstein, der Steinhübel, der Hofberg, der Alliierte Stein und der Schoßhübel. Im Zusammenhange mit der Region um den Alliierten Stein und den Schoßhübel steht der Chloritgneis auch in der Tiefe des Sensentales und eines Teiles der Rabenwasserschlucht, von dem mächtigen Unterdevon des Drechslerkamp und der Mosanzensteine überlagert, an. Eine oberflächliche Unterbrechung findet nur bei Moskelle und bei Ehlend durch das Diluvium und durch die Alluvionen des Oskawabaches statt. Abgetrennt davon tritt eine kleine Gneispartie überdies noch an der Horka östlich von Böhmisch-Liebau aus dem Unterdevon zutage.

Als letztes von den in dem Bereiche der devonischen Ablagerungen liegenden Vorkommnissen der kristallinischen Schiefer ist der lang-

gedehnte, unregelmäßige Aufbruch von Chloritgneis auf dem Hegersteig zu nennen, den man seiner Position wegen als ein Verbindungsglied zwischen dem Gneisgebiete am Prisenberg und jenem des Rabenwassertales bezeichnen darf.

Wenn wir endlich noch die im Südwesten unter dem Kulm der Müglitzer Gegend bei Schweine und Lexen auftauchenden Glimmerschiefer, Gneise und Phyllite, welche die unmittelbare Fortsetzung des in das benachbarte Olmützer Kartenblatt fallenden Phyllitzuges von Wessely und Dwatzetin bilden, und die vom Diluvium umgebene Gneisinsel bei Aujezd anführen, so haben wir damit die Angaben über die Verbreitung des kristallinischen Schichtensystems in unserem Terrain erschöpft.

Von den stratigraphischen Hauptzügen, welche sich innerhalb der in Rede stehenden Bildungen hier der Beobachtung darbieten, sei als der wichtigste an erster Stelle das Vorhandensein zweier sich zu einander diskordant verhaltender Serien erwähnt.

Sehr gewichtige Gründe sprechen dafür, daß der in dem Bürgerwaldrücken und zwischen dem Brattersdorfer und Hermesdorfer Tale bei Schönberg entwickelte Biotit-Muskovit- und Zweiglimmergneis älter sei als alle übrigen kristallinischen Schiefer dieses Terrains und daß er außerdem in tektonischer Beziehung eine separate Gruppe bildet. Die Anhaltspunkte hiefür liefert im wesentlichen die Lagerung. Während der Schönberger Gneis, wie wir das erstgenannte Glied kurzweg bezeichnen wollen, sehr stark gefaltet ist, von der Kartengrenze bis zum Kröneshügel zwei Mulden und zwei Sättel von normalem Baue aufweist, fallen die auf der anderen Seite des Hermesdorfer Tales an ihn im Streichen unmittelbar anstoßenden kalkführenden Glimmerschiefer und Gneise auf der analogen Breitenerstreckung konstant und gleichmäßig nach einer Richtung, nämlich nach Nordwest, ein. Zwei deutlich ausgeprägten kleineren Falten des ersteren entspricht also bei der benachbarten Glimmerschieferserie bloß ein Stück eines größeren Faltenflügels. Daraus allein kann wohl schon, da ein Bruch und eine Horizontalverschiebung hier nicht vorliegen, auf Diskordanz geschlossen werden. In dieser Ansicht werden wir aber auch noch durch den Umstand sehr bestärkt, daß auf dem Schönberger Gneis an mehreren Stellen vereinzelte unregelmäßige Schollen von Glimmerschiefer, die Überreste einer früher offenbar zusammenhängenden Decke, ruhen. Die quer auf das Schichtstreichen verlaufende Grenze, welche genau mit dem Hermesdorfer Tale zusammenfällt, dürfte demnach lediglich als eine Denudationslinie aufzufassen sein.

Berücksichtigt man nebenbei auch die großen Unterschiede in dem petrographischen Habitus, so muß wohl zugegeben werden, daß die Anschauung, der Biotit-Muskovit- und Zweiglimmergneis von Schönberg stelle eine ganz selbständige, ältere, mehr gestörte Gruppe dar, der gegenüber sich die anderen kristallinischen Schiefer transgressiv und unkonform verhalten, keineswegs ungerechtfertigt sei. Die endgültige Entscheidung kann jedoch natürlich nicht früher erwartet werden, bis die Untersuchungen weiter im Norden völlig durchgeführt sind.

In der jüngeren Serie, welche sich durch eine sehr große Reichhaltigkeit an allerlei Gesteinstypen auszeichnet, habe ich seinerzeit, wie man aus meinen Aufnahmsberichten ersehen kann, auf Grund der Art der Gesteinsvergesellschaftung und unter Rücksichtnahme auf die Lagerung mehrere Komplexe unterschieden, deren Auseinanderhaltung schon deshalb geboten erschien, weil sie uns daselbst oft ein sehr wichtiges Hilfsmittel abgibt bei der Feststellung der tektonischen Verhältnisse. Die stratigraphische Anordnung dieser Komplexe ließ sich allerdings nicht immer sicher angeben — die Beobachtungen erstreckten sich auf ein zu kleines Gebiet — und daher dürfen, wie hier nachdrücklich betont werden soll, manche der in meinen älteren Aufsätzen darüber geäußerten Meinungen nur als Vermutungen betrachtet werden.

Eine Erscheinung, die unter anderen besonders auffällt, ist die, daß westlich vom Marchtale eine wesentlich andere petrographische Ausbildung herrscht als im Osten desselben. Der ganze randliche Landstrich von Buschin, Olleschau und Klösterle bis Mürau und das Gebirgsstück im äußersten Nordwesten des Blattes bis zu dem Phyllitzuge von Hosterlitz setzen sich vorzugsweise aus Amphibolschiefern, aus dem Wackengneis von Hohenstadt, aus Hornblendegneis (Amphibolgranitit) und aus dem Perlgneis zusammen. Mit Ausnahme der Amphibolschiefer und des bloß eine untergeordnete Rolle spielenden Glimmerschiefers fehlen sämtliche hier verbreiteten Gesteinsarten auf der anderen Seite des Marchtales und umgekehrt kommen wieder die meisten in dem östlich von der March sich erhebenden Gebirge vertretenen kristallinischen Schichtgruppen, so der Schiefergneis des Tesstales, die quarzit- und die kalkführenden Glimmerschiefer mit den ihnen eingeschalteten diversen Gneissorten und der Chloritgneis, jenseits der bezeichneten Linie nicht vor. Dieser abweichende Charakter zeigt sich wenigstens im Rahmen des vorliegenden Kartenblattes sehr deutlich ausgeprägt.

Unter gewissem Vorbehalte könnten wir also wohl von zwei differenten großen Schichtenkomplexen innerhalb der jüngeren kristallinischen Schieferserie sprechen. Ob dieselben einander äquivalent sind, nur regionale Entwicklungsarten der gleichen Zeitperiode vorstellen oder verschiedene Niveaux repräsentieren, läßt sich vorläufig nicht beurteilen. Sie stoßen daselbst aneinander allem Anscheine nach durchweg an Brüchen. Die Grenze zwischen ihnen bildet einesteils der lange von Buschin im Jockelsdorfer Tälchen und dann von Olleschau angefangen weiter im Marchtale sich ziehende Bruch, andernteils die mutmaßliche Überschiebungslinie bei Eisenberg a. M. mit dem eingeklemmten entweder paläozoischen oder algonkischen Phyllitstreifen.

Vom Fichtlingpasse und von dem unterdevonischen Rücken der Weißen Steine westwärts gegen das Tesstal fortschreitend, verquert man eine kontinuierlich erscheinende Reihe nordnordöstlich streichender und konstant nach Westnordwest einfallender Schiefergesteine, welche im großen und ganzen in zwei Gruppen aufgelöst werden kann. Die liegende, östliche Gruppe besteht aus dem von F. Becke so benannten Schiefergneis des Tesstales und den mit diesem wechselnden Amphiboliten, Hornblende-Epidotschiefern und Aktinolithschiefern. Sie ver-

schwindet gegen Süden unter den unterdevonischen Ablagerungen. Die an dieselbe sich konform anschließende Hangendgruppe wird dagegen gebildet durch staurolith- und granatführende Glimmerschiefer, mit denen hie und da auch einzelne Lagen graphitischer oder phyllitischer Schiefer verknüpft sind, dann durch diverse Gneise, zum Teil Schiefergneise, zum Teil dickgebankte, sehr feldspathreiche, glimmerarme oder freie Gneise, die sich wiederholt den ersteren einschalten, und endlich durch Amphibolite und Quarzite, welche zuweilen in der Gestalt sehr mächtiger Zwischenkomplexe auftreten.

Ohne daß sich der Gesamtcharakter irgendwie ändert, läßt sich die letztgenannte Serie ziemlich weit nach Südwest verfolgen. Erst bei Kolleschau, in der Gegend von Brünnles, Dreihöfen und zwischen Ullischen und Benke tritt an ihre Stelle allmählich der Chloritgneis. Das Schichtstreichen wendet sich nach und nach gegen Südwest. Bloß in der schmalen Randzone bei Zautke längs des Tesstales greift auf einmal die nordwestliche Streichrichtung Platz, welcher unvermittelte Wechsel, wie wir später sehen werden, wohl nur auf Bruchstörungen zurückzuführen ist.

Die ganze Art der Aufeinanderfolge, wie sie sich in dem Profil von Rudelsdorf, Rabenseifen und Schöntal der Beobachtung darbietet, deutet darauf hin, daß wir es hier mit einer zusammenhängenden Schichtreihe zu tun haben. Nach der Lagerung in dem von mir untersuchten Gebiete urteilend, muß wohl der Schiefergneis des Tesstales als das stratigraphisch tiefere Glied bezeichnet werden. Das eine Überkippung daselbst nicht vorliegt, läßt sich unter anderem auch aus dem Baue des nördlich benachbarten Gebirges mit einiger Wahrscheinlichkeit entnehmen. Die konkordante Verbindung beider Gruppen bildet allein natürlich noch keinen Beweis für die Kontinuität der Schichtfolge, aber es gibt außerdem andere Anzeichen, durch welche diese Vermutung eine Stütze erhält.

Ich habe in meinem letzten Aufnahmsberichte (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1893, pag. 133) die Möglichkeit zugegeben, daß die quarzitführenden Glimmerschiefer und Gneise des Mittelstein, Rauchbeerstein etc. dem Phyllitzuge vom Kleinen Seeberg im Hohen Gesenke, also einer von jenen Gesteinszonen entsprechen, welche F. Becke (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Bd. 101, 1892, pag. 292) als eingeklemmte schiefe Mulden einer jüngeren Formation innerhalb der Verbreitungsregion des dort zum großen Teil aus den Schiefergneisen des Tesstales bestehenden kristallinischen Grundgebirges auffaßt. Die Ähnlichkeit der Charaktere ist trotz des bei uns viel schärfer ausgeprägten kristallinischen Habitus in der Tat eine ziemlich auffallende. Es wäre aber entschieden viel zu gewagt, wenn man daraufhin schon jetzt behaupten wollte, daß es sich hierbei um wirklich identische Bildungen handelt. Die Lösung dieser Frage kann erst die genaue Aufnahme des dazwischenliegenden Terrains bringen.

F. Becke hat bezüglich der Gesteinsserie, aus welcher sich der Phyllitzug des Kleinen Seeberges und jener des Uhustein zusammensetzen, die Mutmaßung geäußert, daß dieselbe vielleicht metamorphosiertes Unterdevon sei. Was nun unsere mit Quarziten und Amphiboliten wechselnden Glimmerschiefer und Gneise betrifft, so ist jeder Zweifel



ausgeschlossen, daß sie viel älter sind als das Unterdevon. Es braucht nur auf die bereits aus der Karte leicht ersichtliche unregelmäßige Überlagerung derselben durch sicher unterdevonische Sedimente hingewiesen werden.

Mögen auch manche in dem Auftreten einzelner Lagen von ein wenig phyllitischem Habitus etwas Befremdendes erblicken, so kann man doch den in Rede befindlichen Komplex wohl kaum anderswo einreihen als unter die jüngeren Gesteine des Archaicums. Außer der vollkommenen Konkordanz mit der Tessgneisgruppe lassen sich noch etliche andere Gründe anführen, welche dessen Zugehörigkeit zu der eben genannten Basisserie in hohem Grade wahrscheinlich machen.

Die überwiegende Masse der diversen Gesteinsarten zeigt hier einen hochkristallinischen Charakter. Wir finden darin häufig Bänke eines ganz normalen Biotitgneises, der sich von dem des Bürgerwaldes bei Schönberg nur ungemein schwer unterscheiden läßt, dann sich häufig wiederholende Einschaltungen des gewöhnlichen Schiefergneises, wie er in der tieferen Partie am Hemmberge entwickelt ist, typische Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer, endlich sehr feldspatreiche, wenig Glimmer enthaltende helle Gneise. Von einer scharfen Grenze gegen die Tessgneise und deren Amphibolite kann überhaupt nicht die Rede sein; man gewinnt ganz und gar den Eindruck, als ob sich der Übergang allmählich vollziehen würde. Im Süden tritt ferner noch der Chloritgneis in den Schichtenverband ein. Derselbe kommt nach und nach immer mehr zur Herrschaft, bis schließlich die ganze Gruppe in ihm aufgeht. Falls nun diese metamorphisches Paläozoicum wäre, dann müßte der weitverbreitete Chloritgneis es ebenfalls sein.

Ob die durch das Vorkommen von Graphit ausgezeichneten kristallinischen Schiefer von Lexen und Schweine, welche aus dem Kulm emportauchen, mit den quarzitführenden Glimmerschiefern und Gneisen des Mittelsteingebietes und jenen von Frankstadt, Ullischen und Schönbrunn identisch sind, bleibt unerwiesen. Aber die überraschende Analogie in der petrographischen Entwicklung läßt wenigstens die Annahme, daß dies der Fall sei, als nicht unberechtigt erscheinen.

Der Chloritgneis, den man als eines der wichtigsten Glieder der jüngeren kristallinischen Schieferserie zu betrachten hat, spielt in dem zum Gesenke gehörenden Gebirgsabschnitte eine ganz hervorragende Rolle und nimmt namentlich in der östlich und südöstlich vom Tesstale gelegenen Region einen sehr bedeutenden Flächenraum ein.

Gewisse Lagerungsverhältnisse, welche in den Berührungszonen mit dem zuweilen halbkristallinisch aussehenden Unterdevon anzutreffen sind und die ich hier nicht weiter schildern will, haben C. v. Camerlander (vgl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1886, pag. 299 und 300) zu der Ansicht gebracht, daß der Chloritgneis vielfach das Silur repräsentiere. F. Becke und M. Schuster (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1887, pag. 113) haben dagegen diese Frage als eine offene betrachtet. Ersterer sagt dann später an einer anderen Stelle (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Bd. 101, 1892, pag. 295) vom Chloritgneis, „daß derselbe keinen bestimmten stratigraphischen Horizont darstellt, sondern eine petrographische Ausbildungsform, welche an die Grenze mit überlagernden jüngeren Sedimenten geknüpft

erscheint und am auffallendsten dort zutage tritt, wo das kristallinische Grundgebirge und das Unterdevon scheinbar in Wechsellagerung auftreten."

Nach den Verhältnissen urteilend, wie sie sich in dem uns beschäftigenden Terrain zeigen, halte ich es für einigermaßen begründet, der Meinung Ausdruck zu verleihen, daß ein Teil des daselbst ausgeschiedenen Chloritgneises das Äquivalent der vorhin besprochenen, mit Quarziten und Amphiboliten vergesellschafteten Glimmerschiefer und Gneise bildet. Solange noch der geologische Bau in dem Gebiete zwischen dem Tesstale und Deutsch-Liebau, der erst durch die nachträglich erfolgten genaueren Aufnahmen mehr geklärt wurde, wenig erforscht war, habe ich bekanntlich an den Grenzen beider Komplexe Bruchstörungen angenommen. Auf Grund neuerer Begehungen hat sich jedoch diese Annahme als unhaltbar herausgestellt. Daß der Chloritgneis teilweise auch den Schiefergneis des Tesstales vertritt, geht aus den Studien F. Beckes im Hohen Gesenke unverkennbar hervor. Bei uns sind allerdings hierfür keine Beweise zu erbringen, aber wohl nur deshalb, weil das auflagernde Unterdevon überall den Kontakt verdeckt.

Die relativ starke Faltung zeigt sich bei dem Chloritgneis besonders in den Aufbrüchen aus dem Unterdevon sehr schön ausgeprägt. Diese Aufbrüche besitzen naturgemäß einen antiklinalen Bau. Abweichungen von dem normalen nordnordöstlichen bis nordöstlichen Schichtstreichen begegnet man im allgemeinen nicht oft, fast immer nur auf jenen Strecken, die von Bruchstörungen durchzogen sind. Verworrene Lagerung herrscht in der Gegend von Liebesdorf und Ober-Deutsch-Liebau. Länger anhaltendes nordnordwestliches Schichtstreichen, das allmählich in eine rein nordsüdliche Richtung umbiegt, finden wir am Rande gegen die March zwischen Kolleschau und Raabe. Letztere Abweichung steht zweifellos mit dem großen Marchtalbruche, von dem erst weiter unten des näheren die Rede sein wird, in ursächlichem Zusammenhange.

Westlich vom Tesstale bis zur Kartengrenze bei Jockelsdorf weisen alle an der Zusammensetzung des so begrenzten Terrainstückes Anteil nehmenden Schichtgesteine, selbstverständlich mit Ausnahme des Schönberger Gneises, der als eine tektonisch separate, ältere, stärker gefaltete Serie unter ihnen hervorkommt, ein mehr oder minder gleichmäßiges nordwestliches Verflächen auf und schneiden sie gegen Süden an dem anfangs im Buschiner Tale, dann im Marchtale verlaufenden Bruche plötzlich ab. Trotz des deutlich hervortretenden isoklinalen Baues dürften wir es aber hier keineswegs mit einer kontinuierlichen Schichtfolge zu tun haben, sondern mit drei verschiedenen, nicht unmittelbar zusammenhängenden Komplexen, die nur scheinbar, infolge tektonischer Vorgänge miteinander in konkordanter Verbindung stehen.

An den Granit von Blauda und Schönberg, der ebenso die jüngeren kristallinischen Schiefer wie den Schönberger Gneis stock- und gangförmig durchbricht, schließt sich zunächst eine breite Zone von Glimmerschiefern und diversen, bald feingeschieferten, jenen des Tesstales bis zu einem gewissen Grade ähnlichen, bald glimmerarmen,

hellen, festeren Gneisen an, die alle meistens rasch mit einander wechseln und stellenweise dünne Linsen von Kalk enthalten. Hie und da finden sich darin außerdem einzelne Lagen von Quarzschiefer eingeschaltet. Obzwar in diesem Komplexe Hornblendeschiefer und mächtigere Quarzitzüge nicht beobachtet wurden, dagegen häufig Kalk auftritt, mag es vielleicht kein Fehler sein, wenn man ihn den auf der anderen Seite des Tesstales entwickelten Glimmerschiefern und Gneisen anreiht. Darüber folgt sodann ein im Vergleiche dazu viel schmälerer Streifen eines sehr harten, lichten, zum Teil granulitischen Gneises, der sich orographisch als ein felsiger Kamm sehr scharf von der nächsten Umgebung abhebt, und auf dem letztgenannten Gneis ruht weiter gegen Westen konkordant der durch seine Charaktere stets leicht kenntliche Chloritgneis. Entlang der Linie zwischen dem Bahnhofe von Eisenberg a. M. und Aloistal, wo sich das Marchtal sehr stark verengt, greift der Chloritgneis auch auf das rechte Ufer der March hinüber, tritt uns aber hier nur noch in räumlich sehr beschränkten Partien entgegen. Konform auf demselben liegt zuletzt ein relativ mächtiger Kalkzug, der sich von Böhmisch-Märzdorf nach Eisenberg a. M. zieht und inmitten der obersten Häusergruppe dieser Ortschaft an dem auf einmal wieder erweiterten Marchtale sein südliches Ende erreicht.

Daß wir bis hierher eine stratigraphisch ununterbrochene Gesteinsserie vor uns haben, kann wohl kaum einem Zweifel unterliegen. Nun folgt über dem Kalke, das gleiche Streichen und Verflächen einhaltend, ein Komplex von Schichten, die sich durch ihren lithologischen Charakter, zumal die deutlich klastische Beschaffenheit einiger offenbar dazugehöriger Schieferpartien als ein fremdartiges Element verraten. Es ist dies der von mir unter dem Namen „Phyllit von Hosterlitz“ ausgeschiedene und als Paläozoicum unbestimmten Alters bezeichnete Sedimentzug. Derselbe wird dann konform überlagert von einer aus Amphibolschiefern, aus dem Hohenstädter Wackengneis, aus Hornblendegneis (Amphibolgranitit) und aus dem Perlgneis bestehenden, ein ansehnliches Serpentinlager einschließenden Schichtgruppe der jüngeren kristallinischen Schiefer.

Die zuletzt geschilderten Lagerungsverhältnisse wurden bekanntlich auch in dem nördlich anstoßenden Gebiete durch C. v. Camerlander beobachtet. Die Erklärung jedoch, welche der genannte Forscher für sie zu geben versucht hat, scheint mir keineswegs zutreffend zu sein. Camerlander nahm an (vgl. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1890, pag. 221), daß die vermutlich paläozoischen oder präkambrischen Bildungen des Phyllitzuges von Hosterlitz den eingefalteten Kern einer nach Südost überkippten Synklinale des archäischen Grundgebirges darstellen. Dem widerspricht aber sehr entschieden der Umstand, daß die beiden Flügel der supponierten Mulde in ihrer Zusammensetzung voneinander völlig verschieden sind. Auf der einen Seite sehen wir den granulitischen und den Chloritgneis in Verbindung mit dem Urkalke, auf der anderen hingegen die zuvor erwähnten hornblendereichen Gesteine. Ich möchte daher eher der Ansicht zuneigen, daß hier ein Bruch vorliegt, an welchem die durch Amphibolite und den Hornblendegneis gekennzeichnete Schichtenserie über den

Chloritgneis geschoben und der Phyllit von Hosterlitz eingeklemmt wurde.

An dem Aufbaue des übrigen, nicht mehr dem Gesenke angehörenden kristallinischen Terrains südlich vom Buschiner Tale und westlich von der March nehmen, wie schon eingangs gesagt wurde, dieselben Gesteine teil, denen man im äußersten Nordwesten des Blattes begegnet. Nur der Serpentin fehlt daselbst. Sie bilden, von der abweichend gelagerten randlichen Partie bei Klein-Heilendorf und Višehoř, welche nach Nordost streicht, abgesehen, ein großes vom Sazawaflusse durchschnittenes Gewölbe, das eine südöstliche bis ostsüdöstliche Streichrichtung aufweist. Das tiefere Glied, der Kern der Antiklinale, besteht aus dem Wackengneis von Hohenstadt. In dem höheren Teile der offenbar kontinuierlichen Serie erscheinen im Wechsel mit diesem Amphibolschiefer, Hornblendegneis, Perlgneis und streckenweise auch ein schuppigflaseriger Muskovitgneis. Während aber im nordnordöstlichen Flügel der Hornblendegneis vorherrscht, überwiegen in dem südsüdwestlichen Schenkel die Amphibolite.

Unter den tektonischen Zügen fesselt unsere Aufmerksamkeit besonders einer in sehr hohem Grade. Es ist dies das unmittelbare Aneinanderstoßen zweier wegen ihres grundverschiedenen Schichtstreichens in gewissem Sinne selbständiger Gebirgsmassen. Dieser schon deshalb sehr bemerkenswerte Zug, weil für dessen Erfassen ein flüchtiger Blick auf die Karte genügt, prägt sich, wie nachdrücklich hervorgehoben werden muß, bloß in dem kristallinischen Grundgebirge aus. Alle übrigen Bildungen, soweit sie überhaupt gestört sind, mithin lediglich das von vornherein diesbezüglich außer Betracht kommende Quartär ausgenommen, gehören einem einzigen Faltensysteme an. Die bei den paläozoischen Absätzen verhältnismäßig selten zu beobachtenden lokalen Abweichungen im Schichtstreichen ändern an der besagten Tatsache nichts. Wie man also sieht, treten hier demzufolge die kristallinischen Schiefer in einen scharfen Gegensatz zu den auf ihnen ruhenden devonischen und karbonischen Ablagerungen.

Die Grenze zwischen den beiden Gebirgsmassen bilden das enge Tal des Jockelsdorfer Baches von Buschin an und in der Fortsetzung das Marchtal von Olleschau angefangen bis gegen Müglitz hin.

Nordöstlich und östlich von der eben genannten, zunächst nach Südost, dann aber nach Süd verlaufenden Linie herrscht, wenn wir einzelne schmale Randstrecken entlang dem Marchtale und dem Tesstale abrechnen, überall nordöstliches oder nordnordöstliches Schichtstreichen. Die gleiche Faltenrichtung zeigen im großen und ganzen außerdem auch die auf der rechten Seite der March in der Müglitzer Gegend sich ausdehnenden, nahe an Groß-Rasel heranreichenden Kulmablagerungen und die unter ihnen aufbrechenden kristallinischen Schiefer von Lexen-Schweine und bei Aujezd. Dieses Gebiet stellt sich seinem Baue nach als ein Teil des sudetischen Gesenkes dar.

Anders verhalten sich hingegen jene kristallinischen Schichtgesteine, welche im Westen vom Marchtale zwischen Buschin und Mürau entwickelt sind. Dieselben streichen, von einer räumlich beschränkten Partie bei Klein-Heilendorf und Višehoř abgesehen, nach

Südost oder Ostsüdost. Letztere Region kann denn auch deshalb nicht mehr den Ausläufern des Hohen Gesenkes beigezählt werden. Es ist vielmehr vollkommen klar, daß wir es daselbst mit einem Stücke der nordostböhmischen Gebirgsumwallung, und zwar mit dem äußersten Ende jenes Sudetengliedes zu tun haben, das sich vom Böhmischen Kamm gegen Südost zieht.

Daß das Zusammenstoßen des zum Gesenke gehörenden Terrainabschnittes mit der von Nordwest her streichenden kristallinischen Schieferzone an Brüchen erfolgt, darüber kann unter den gegebenen Umständen wohl nicht der geringste Zweifel obwalten.

Schon Lipold hat (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. X, 1859, pag. 235—236) in richtiger Erkenntnis der Tatsachen dargelegt, daß die vorhin beschriebene, durch das Buschiner Tal und dann von dessen Einmündung weiter abwärts durch das Marchtal markierte Bodenfurche, welche beide Gebiete auf langer Erstreckung voneinander trennt, einer großen Bruchstörung entspricht, an die sich nebenbei auch eine beträchtliche Horizontalverschiebung eines Teiles der Schichten knüpft. Aus dem Umstande, daß wir den gegenüber Klösterle und bei Eisenberg a. M. plötzlich abschneidenden Chloritgneis samt dem darauf ruhenden Kalk weit davon im Südosten bei Lessnitz, Leschen und Witteschau mit verändertem, nordnordwestlichem Schichtstreichen wiederfinden, darf geschlossen werden, daß der südliche Abschnitt des hier zerrissenen Gesteinskomplexes um ein ansehnliches Stück gegen Südost hinausgedrängt wurde. Die verbindenden Spuren des auseinandergezerrten Urkalkes mögen, bemerkt Lipold, in der Tiefe des Marchtales zu suchen sein.

Mit diesem Hauptbruche hängen zweifellos die schon früher erwähnten widersinnigen Schichtenstörungen auf das innigste zusammen, welche uns in der Umrandung des Marchtales auf einzelnen Strecken entgegentreten. Man hat allen Grund anzunehmen, daß ersterer da und dort von Nebenverwerfungen begleitet wird. Ein kleiner Bruch zweiter Ordnung scheidet offenbar die bei Klein-Heilendorf und Višehoř nordöstlich streichenden Amphibolschiefer und Perlgneise von der die südöstliche Richtung verfolgenden Hauptmasse der dortigen kristallinischen Gesteine und die gleiche Erklärung erheischen sodann auch die Lagerungsverhältnisse in der Gegend von Kolleschau, Brünnles und in der Nadluczy-Landschaft, wo der im Wechsel mit Glimmerschiefern stehende Chloritgneis plötzlich sein Schichtstreichen ändert, anscheinend ohne Übergang die südwestliche Richtung mit der nordnordwestlichen vertauscht.

Als ein von Brüchen umgrenztes Gebirgsstück stellt sich außerdem der randliche Streifen von Glimmerschiefern, Amphiboliten und Gneisen zwischen Schönbrunn und Kolleschau bei Zautke dar. Es geht dies ziemlich sicher aus dem widersinnigen Verlaufe hervor, den hier die Schichten gegenüber dem umgebenden Terrain zeigen, insbesondere, wenn man in Betracht zieht, daß der Wechsel des Schichtstreichens unvermittelt eintritt. Wir haben also wichtige Anzeichen dafür, daß auch das Gebiet des unteren Tesstales der Schauplatz von Bruchvorgängen war, die sich wohl zu derselben Zeit wie jene der Marchtalstrecke, ja in engster Verknüpfung mit ihnen, abgespielt haben dürften.

Die Frage, ob sonst noch im Bereiche unserer kristallinischen Schiefer tektonische Störungen von der in Rede stehenden Art vorkommen, läßt sich nicht mit Gewißheit beantworten. Immerhin kann aber in zwei Fällen diesbezüglich wenigstens einer Vermutung Raum gegeben werden. Der eine Fall betrifft die größtenteils durch den Kulm verhüllte Grundgebirgsregion westlich von Müglitz, in der die Existenz einer größeren Bruchlinie insofern sehr wahrscheinlich ist, als dadurch in einfachster und in analoger Weise, wie im Buschiner Tale, das Zusammenstoßen zweier tektonisch verschieden gebauter kristallinischer Gebiete, des von Mürau und jenes von Lexen, erklärt wird. In dem zweiten Falle handelt es sich um die Gegend von Eisenberg a. M., wo manches, wie schon vorhin einmal bemerkt wurde, dafür spricht, daß hier eine Aufschiebung oder eine Überschiebung vorliegt, an der die Gesteine des Hosterlitzer Phyllitzuges zwischen dem von Urkalk begleiteten Chloritgneis und dem aus Wackengneis, Hornblendegneis, Perlgneis, Serpentin und Hornblendeschiefern zusammengesetzten Schichtenkomplexe eingeklemmt sind.

Der im vorangehenden skizzierte Aufbau läßt sich nun in wenigen Worten dahin charakterisieren, daß unser jüngeres kristallinisches Terrain Stücke zwei verschiedener Faltensysteme umfaßt und von einer Anzahl miteinander verbundener Brüche durchzogen ist, die, ungefähr ausgedrückt, teils nordöstlich, teils nordwestlich verlaufen, somit in vollkommenem Einklange mit dem einerseits im Gesenke, anderseits in der Hohenstädter Region herrschenden Schichtstreichen stehen.

Über den mehrmals erwähnten Phyllitzug von Hosterlitz findet man die wichtigsten Angaben bereits in den Erläuterungen zu dieser Karte. Hier sei nur noch beigefügt, daß dessen petrographischer Habitus weder an die devonischen noch an die unterkarbonischen Bildungen erinnert. So wurde denn der besagte Sedimentstreifen vorläufig als Paläozoicum unbestimmten Alters ausgeschieden, zumal da für die Feststellung des Alters ebenso die Lagerungsverhältnisse wegen seiner isolierten Position inmitten der kristallinischen Schichtgesteine keinen Anhaltspunkt boten. Ich darf es jedoch keineswegs unterlassen, nochmals mit großem Nachdrucke hervorzuheben, daß diese Einreihung bloß als eine provisorische zu betrachten ist, denn, wenn wir den lithologischen Charakter vollends berücksichtigen, so kann anderseits auch die Möglichkeit durchaus nicht von der Hand gewiesen werden, daß es sich daselbst um Absätze aus präkambrischer Zeit handle.

Das Unterdevon spielt in dem Aufbaue des uns beschäftigenden Terrains sowohl zufolge der sehr bedeutenden Mächtigkeit als auch im Hinblicke auf die Größe des Areals, welches im Rahmen dieses Kartenblattes auf dasselbe entfällt, eine ganz hervorragende Rolle. Seine Verbreitung bleibt dabei beschränkt auf das Gebiet östlich vom Tesstale und vom Marchtale, wo es, soweit die Beobachtungen reichen, unmittelbar den kristallinischen Schichtgesteinen auflagert und wo es schließlich gegen Osten unter den Kulmablagerungen verschwindet.

Wir sehen die unterdevonischen Bildungen vor allem den sattelförmigen Aufbruch von Chloritgneis, der von Böhmisch-Liebau über Ehlend und Oskau, über den Totenstein, Eibenstein, Hofberg und Schoßhübel fortstreicht und dann bei Altendorf und im Klausgraben



plötzlich endet, auf beiden Seiten in breiten Zonen begleiten. Sie ruhen hier konform auf dem Chloritgneis, zeigen demnach wie dieser einen antiklinalen Bau. Im Norden, dort, wo der Chloritgneis unter sie hinabtaucht, vereinigen sich die beiden Flügel der Antiklinale, so daß man auf der ganzen langen Strecke zwischen dem Fichtlingpasse am Hemmberg und der Mohrauer Grauwackenregion bloß unterdevonischen Gesteinen begegnet. Die östliche Umrandung der letzteren bilden, wie bereits gesagt wurde, Ablagerungen des Unterkarbon. Die Grenze gegen den Kulm läuft über Ober-Mohrau, Johnsdorf, Edersdorf, östlich von Hangenstein, an Reschen und Deutsch-Eisenberg vorbei gegen Pinkaute.

In dem südöstlichen Flügel des großen Sattels zieht sich also das Unterdevon ungefähr von Nordost nach Südwest, die nähere und weitere Umgebung von Neudorf, Janowitz, Neufang, Bergstadt, Pürkau und Deutsch-Eisenberg zusammensetzend, ununterbrochen bis zur Niederung von Mährisch-Neustadt hin, welche es bei Ehlend, Trübenz und Pinkaute erreicht. Die weiter auf der linken Seite des Oskavatales inselartig aus dem Diluvium emportauchenden Vorkommnisse an der Horka bei Böhmisch-Liebau und am Hofberg bei Schönwald stellen sich als Fortsetzung der in Rede stehenden Zone dar.

In dem großen, westlich von dem vorhin genannten Chloritgneiszuge sich ausdehnenden Gebiete schließen sich an den nordwestlichen Schenkel der eben besprochenen Antiklinale noch andere kleinere Falten an, deren Konstatierung gleichfalls keine besonderen Schwierigkeiten bereitet. Dieselben sind hauptsächlich durch das Hervortreten der kristallinischen Gesteine auf dem Hegersteig sowie am Prisenberg bei Bladensdorf deutlich erkennbar. Hier dringt das Unterdevon sehr weit nach Westen vor. Von dem tief eingeschnittenen oberen Teile des Oskavatales und von den Mosanzensteinen läßt es sich quer auf das Streichen, ohne daß die Kontinuität verloren geht, bis nach Frankstadt und Schöntal verfolgen. Als besonders bemerkenswert muß ferner hervorgehoben werden, daß es daselbst verschiedene Glieder seiner Unterlage, der kristallinischen Schieferserie, überdeckt, wobei dessen Verbreitungsgrenzen gegen letztere, wie man aus der Karte klar ersieht, äußerst gewundene Linien ausmachen. An der Straße oberhalb der Häusergruppe Fichtling, in dem Zuge der Weißen Steine und Schwarzen Steine, im Gebiete des Haidstein und am Glasberg, wo die Grenzlinie unter sehr starken Krümmungen zunächst nach Südwest bis in die Nähe des Haidstein und dann nach plötzlicher Umschwenkung an der alten Brandstraße gegen Nordwest läuft, stehen die unterdevonischen Bildungen mit dem Schiefergneis des Tesstales und den ihm eingeschalteten Amphibolschiefern in Berührung. Weiter im Westen, bei Rabenseifen, wo die Grenze durch ihre zickzackförmigen Biegungen nicht minder auffällt, und bei Schöntal und Frankstadt, wo dieselbe wieder auf längere Erstreckung hin die südwestliche Richtung nimmt, finden wir sie im Kontakt mit der Gruppe des Glimmerschiefers, der ihm untergeordneten Gneise, der Amphibolite und Quarzite, welche das randliche Berg- und Hügelland auf der linken Seite des Tesstales aufbaut. Zwischen Frankstadt und Deutsch-Liebau endlich, innerhalb welchen Ausdehnungsraumes die

oberflächliche Trennungslinie das höchste Ausmaß an mannigfachen Wendungen erreicht, ruhen sie zum Teil noch auf dem Glimmerschiefer, vorwiegend aber auf dem Chloritgneis.

Dieser Region gehören unter anderem die bedeutendsten Erhebungen unseres Terrains an, der Haidstein, wie der lange, hohe Rücken der Haidsteine und des Weißen Steines. Außerdem umfaßt dieselbe nahezu den ganzen Frankstädter Wald, das Tschimischler und Rabensteiner Waldgebirge mit dem Toten Mann, Habichtsberg, Rabenstein, Weinhübel und mit den Mosanzensteinen, dann weiter im Norden den Drechslerkamp, den Schönberg, den Käuligerberg und die Steinkoppe samt dem westlich von der Steinkoppe sich bis zum Hemmberg erstreckenden Hochplateau, das Bergterrain zwischen Oskau und Bladensdorf, einen großen Teil der Umgebung von Bladensdorf und das Hügelland nördlich von Deutsch-Liebau mit Ausnahme der dem kristallinischen Gebirge zufallenden Anteile beim Hohen Haus, an der Hohen Vibich, am Wachberg, am Büschelberg, beim Ameisenhübel und bei Moskelle.

Aus der Gegend von Deutsch-Liebau setzt sich das Unterdevon gegen Südwest bis über Mährisch-Aussee fort. Seine letzten Spuren finden wir noch ziemlich weit im Süden von Mährisch-Aussee. Sie nehmen hier, durch die mächtige diluviale Decke oberflächlich stark zerstückelt, noch sehr beträchtliche Räume des zwischen dem Marchtale und dem Oskavatale liegenden, hügeligen und bergigen Terrains ein, ja im Vergleiche zu ihnen tritt der von Südwesten herstreichende Kulm, was die Verbreitung anbelangt, sogar sehr stark zurück.

Die größte zusammenhängende Ausdehnung besitzen daselbst die unterdevonischen Bildungen im Bradl-Wald, an den sich dann einerseits das Gebiet von Liebesdorf, Nebes, Rohle, Steine, Bezdiek, Poleitz, anderseits jenes von Kloppe, Lepinke, der Skalka und des Vorder-Zahon anschließt. Bloß in dem Streifen zwischen Rohle und Poleitz erscheinen sie durch etwas mächtigere diluviale Talausfüllungen in drei von einander getrennte Partien zerschnitten. Aus unterdevonischen Absätzen bestehen ferner die gleich östlich und südlich von Mährisch-Aussee sich erhebenden Hügel. Mit dem Taubenbuschberg bei Pissendorf bilden diese Hügel ein räumlich nichts weniger als unbedeutendes Gebiet des Unterdevon. Größeren Inseln begegnen wir am Hinter-Zahon und bei Markersdorf. Kleinere Aufbrüche kommen endlich vor am Rande des Oskavatales bei Grätz, auf der Dlouha hora bei Treublitz, am Buschelberg bei Storzendorf, am Silberberg bei Deutschlosen, bei Meedl, zwischen dem Silberberg und Meedl, am Roten Berg bei Königlosen und bei Pinke westlich von Mährisch-Neustadt.

Eine verhältnismäßig große unterdevonische Scholle liegt östlich vom Marchtal entlang der Strecke Dubitzko-Leschen auf dem Chloritgneis. Sie weist eine sehr unregelmäßige Form auf und wird vor allem bezeichnet durch den Polankaberg, durch den Hohen Rücken und den Weißen Steinberg. Die in nächster Nähe bei Raabe befindliche Partie, welche von ihr durch einen Streifen des dazwischen zutage tretenden Chloritgneises geschieden wird, muß natürlich auch dazu gerechnet werden.



Es bleibt nur noch anzuführen übrig, daß sich außerdem bei Schweine drei isolierte, inselartige Aufbrüche im Diluvium finden, die als Verbindungsglieder zwischen dem Gebiete des Hohen Rückens und dem von Bezdiek zu betrachten sind.

Dafür, daß die hier als unterdevonisch aufgefaßten Schichten wirklich insgesamt dieser Zeitperiode angehören, liegen aus unserem Terrain bis jetzt paläontologische Beweise nicht vor. Die einzigen von da bekannt gewordenen Fossilien sind Crinoidenstielglieder und unbestimmbare Brachiopodenreste, welche F. Kretschmer bei Pinke in einem dort den Grünschiefern eingeschalteten, von Eisenerzen begleiteten und bloß durch den Grubenbau aufgeschlossenen Kalke gefunden und über die er in seiner Abhandlung „Die Eisenerzlagerstätten des mährischen Devon" (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 49, 1899, S. 46—47) nähere Mitteilungen gemacht hat. Für die Fixierung des Alters erscheinen diese Crinoidenreste und Brachiopodenspuren leider ungeeignet. Trotzdem kann jedoch kein Zweifel darüber obwalten, daß wir es daselbst durchweg mit unterdevonischen Bildungen zu tun haben. Erstens erweisen sich dieselben als die direkte Fortsetzung jener Absätze bei Würbental, deren Alter bekanntlich von F. Roemer (Über die Auffindung devonischer Versteinerungen auf dem Ostabhange des Altvatergebirges in Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Berlin, 1865, S. 579 und Geologie von Oberschlesien, 1870, S. 5) als ein unterdevonisches durch bezeichnende Petrefakte sicher festgestellt wurde, und dann herrscht auch in den petrographischen Merkmalen wie überhaupt in der ganzen Art der Vergesellschaftung der Gesteinstypen eine so weitgehende Übereinstimmung mit den eben genannten Ablagerungen von Würbental, daß eine andere Altersdeutung geradezu ausgeschlossen ist.

Die in der Literatur vielfach erörterte Frage, wie sich die Lagerungsverhältnisse zwischen unserem Unterdevon und den angrenzend und darunter hervortretenden kristallinischen Schichtgesteinen im ganzen am besten erklären lassen, möchte ich auf Grund der von mir gesammelten Beobachtungen vorderhand in dem Sinne beantworten, daß der Absatz des Unterdevons hier unmittelbar auf der kristallinischen Unterlage in übergreifender Weise und jedenfalls diskordant erfolgt sei. Zu dieser Anschauung gelangt man wenigstens ohne besondere Schwierigkeiten, wenn man die gegenseitige Position sowohl in den westlichen als auch in den östlichen Regionen des in Rede stehenden Terrains einer genaueren Betrachtung unterzieht.

Daß die unterdevonischen Sedimente mit verschiedenen Gliedern der kristallinischen Schieferserie in direkte Berührung treten und daß ihr Verhalten den letzteren gegenüber dabei nicht immer ein gleiches sei, wurde schon kurz vorher betont. Am Fichtlingpaß legen sie sich beispielsweise mit nordöstlichem Streichen quer auf den ostwestlich streichenden Schiefergneis des Hemmberges. Im Gebiete der Weißen Steine, des Haidsteines, am Glasberg und bei Rabenseifen zeigen beide Systeme wieder nahezu dasselbe Verflächen und der Kontakt findet daselbst zum Teil mit dem feinschiefrigen Tessgneis, zum Teil mit den jüngeren Glimmerschiefern und den dazugehörigen Amphibolschiefern statt. Der äußerst unregelmäßige Verlauf der oberflächlichen

Grenzlinie bildete, nebenbei bemerkt, schon früher den Gegenstand eingehenderer Darstellung. Mit dem Chloritgneis endlich steht das Unterdevon, wie wir sahen, häufig in konkordanter Verbindung. Da nun der Chloritgneis nach den Ergebnissen meiner Untersuchungen und jener F. Beckes im Hohen Gesenke von dem Schiefergneis des Tesstales, ebenso auch von den Glimmerschiefern als ein jüngeres Gebilde nicht abgesondert werden kann und, wie sich Becke (Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes [Altvatergebirge]. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, 1892, pag. 295) ausdrückt, keinen bestimmten stratigraphischen Horizont, sondern nur eine petrographische Ausbildungsform darstellt, so müssen wir im Hinblicke auf das sonst konstatierte Verhältnis des Unterdevons zum kristallinischen Grundgebirge in diesen Fällen den konformen Anschluß entweder als einen zufälligen oder als einen scheinbaren, später zustande gekommenen ansehen.

Bei sorgfältiger Prüfung aller Erscheinungen, welche sich auf den entblößten Strecken der besagten Auflagerungsfläche der Beobachtung darbieten, kann, um es zu wiederholen, ohne weiteres angenommen werden, daß die geschilderten Verhältnisse durch Transgression bedingt sind, daß die kristallinischen Schiefer die normale, ursprünglich diskordante Basis des Unterdevons bilden. Die unterdevonische Decke mag dabei schon zu Anfang unregelmäßig gewesen und dann nachträglich noch bei den Faltungen sowie durch die Denudation mehr zerrissen worden sein. Eine andere Erklärung, die, nebenbei gesagt, durchaus nicht gleich als ganz unberechtigt bezeichnet werden darf, wäre dann die, daß daselbst eine später wieder gefaltete große Aufschiebung vorliegt.

Längs gewisser Strecken, so zwischen Schöntal und Frankstadt, ferner im Bradlwaldterrain, insbesondere aber westlich von Nebes und am Lubischekberg fallen die unterdevonischen Bildungen unter die kristallinischen Schiefer ein. Diesen Eindruck gewinnt man wenigstens aus den Beobachtungen in einzelnen oberflächlichen Aufschlüssen. Ob nun hier Brüche vorliegen oder ob es sich bloß um irgendwelche Faltungserscheinungen ohne Hinzutreten von Bruchstörungen, vielleicht nur um einfache Überkippungen handelt, läßt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, vor allem, weil die Trennung der Gruppen und der unterschiedlichen Gesteine zufolge des häufig außerordentlich ähnlichen äußeren Habitus und das Studium des Baues im allgemeinen wegen der äußerst großen Seltenheit besserer Entblößungen auf ungeheure, vielfach unüberwindliche Schwierigkeiten stoßen.

Die durch C. v. Camerlander (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., 1886, pag. 299—300, und 1889, pag. 260) aus dem Terrain des nördlich angrenzenden Kartenblattes wiederholt erwähnte angebliche Wechsellagerung von unterdevonischem Tonschiefer mit dem Chloritgneis, welchem der Genannte silurisches Alter zuzuschreiben geneigt war, läßt verschiedenerlei Deutungen zu. In erster Linie frägt sich, ob die in den betreffenden Fällen als unterdevonisch aufgefaßten Schiefer nicht etwa mit den dem Chloritgneis häufig eingeschalteten dunklen, erdig aussehenden, chloritischen Zwischenlagen verwechselt

wurden. Anderseits erscheint auch ein Irrtum in umgekehrter Richtung insofern nicht ausgeschlossen, als manche Gesteine des Unterdevons ein sehr kristallinisches Gepräge zur Schau tragen und sich gewissen Sorten des Chloritgneises so sehr nähern, daß eine Verwechslung leicht stattfinden kann. Es gilt dies namentlich von den feldspatreichen Grünschiefern, welche zum größten Teil nichts anderes sind als veränderte Uralitdiabastuffe. Endlich besteht noch die Möglichkeit, ja es ist sogar am wahrscheinlichsten, daß an den betreffenden Punkten bloß verwickeltere Einfaltungen oder Einpressungen vorliegen, die besonders bei dem öfters vorkommenden, zufällig konformen Anschlusse infolge von mannigfachen Erosionswirkungen den Eindruck einer Alternation hervorrufen.

Auch in unserem Terrain gibt es übrigens Strecken, so beispielsweise in der Bladensdorfer Gegend, dann bei Dubitzko und Raabe, die ohne weiteres als ein Analogon hierzu zu bezeichnen sind. Nirgends konnten jedoch irgendwelche Anhaltspunkte gewonnen werden, die als Stütze für die Anschauung Camerlanders dienen könnten.

Es soll nur noch hinzugefügt werden, daß F. Becke und M. Schuster gelegentlich der geologischen Durchforschung des Hohen Gesenkes in bezug auf das Lagerungsverhältnis zwischen dem Unterdevon und den kristallinischen Schiefern gleichfalls zu der hier befürworteten Ansicht gelangt sind. Sie berichten in den Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1887, pag. 115, daß die devonischen Phyllite und Quarzite diskordant auf der hier aus Gneis, dort aus Glimmerschiefer gebildeten archäischen Unterlage liegen. Die Diskordanz braucht aber natürlich nicht stets klar ersichtlich zu sein. Sie konnte durch tektonische Vorgänge mitunter vollkommen unkenntlich gemacht werden. Daß im Hohen Gesenke nebstbei einzelne Grenzen zwischen den kristallinischen Schiefern und dem Unterdevon auch durch Brüche bedingt werden, hält Becke (Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien, Bd. 101, 1892, pag. 296) keineswegs für ausgeschlossen, und wie wir gesehen haben, darf ebenso bei uns da und dort die Existenz ähnlicher Verhältnisse nicht von vornherein negiert werden.

Was die petrographische Ausbildung anbelangt, so bietet das Unterdevon eine überaus große Mannigfaltigkeit dar. Es ließen sich darin nicht weniger als sieben Ausscheidungen vornehmen, von denen die Mehrzahl überdies noch verschiedene, allerdings einander verwandte Gesteinsabarten umfaßt. Zwischen den einzelnen Gesteinen findet zumeist ein sehr lebhafter Wechsel statt. Im Hinblicke auf die in einigen Arbeiten geäußerten gegenteiligen Meinungen muß vor allem betont werden, daß nach den Ergebnissen, zu denen ich gelangt bin, keiner unter diesen petrographischen Ausscheidungen irgendwelche stratigraphische Bedeutung zukommt. Nur die von F. Kretschmer (Die Eisenerzlagerstätten des mährischen Devon. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 49, 1899, pag. 31 und 43) als das jüngste Glied betrachteten Quarzsandsteine von Meedl und von Deutschlosen, deren Position übrigens den anderen Gebilden gegenüber durchaus nicht so sicher zu konstatieren ist, wie man nach Kretschmers Mitteilungen glauben könnte, mögen vielleicht in der Beziehung eine Ausnahme machen.

Wenn man unter Berücksichtigung des Faltenbaues die Verteilung der unterschiedlichen Gesteine überblickt, so zeigt es sich, daß dieselben in allen möglichen Niveaux wiederkehren und, von den schwarzen Tonschiefern allein abgesehen, selten länger anhalten, sondern bald früher, bald später auskeilen, einander im Streichen ersetzen. Daß sich ferner die Faziesänderungen häufig unter allmählichem petrographischen Übergange vollziehen, braucht wohl nicht näher erörtert zu werden.

Nach welcher Methode die sich außerordentlich schwierig gestaltenden Abgrenzungen kartographisch zur Darstellung gebracht wurden und welche Fehler das daselbst einzig mögliche Verfahren eventuell im Gefolge haben kann, ist schon in den Erläuterungen auseinandergesetzt worden. Nicht überflüssig dürfte es dagegen sein, zu wiederholen, daß die auf der Karte eingetragenen Verbreitungsbezirke der diversen Ausscheidungen eigentlich nur als Regionen aufzufassen sind, in denen dieses oder jenes Gestein, beziehungsweise diese oder jene Gesteinsgruppe vorherrscht.

Für die Beurteilung der bei den geologischen Aufnahmen im mährisch-schlesischen Grauwackengebiete sich in den Vordergrund stellenden Frage, welche Bildungen einesteils als mitteldevonisch, andernteils als oberdevonisch und welche als Vertreter des Kulm zu betrachten sind, war seit dem Erscheinen der Abhandlung E. Tietzes: „Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz" (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., 1893, Bd. 43) eine neue Richtschnur gegeben. In der genannten Arbeit hat bekanntlich E. Tietze den Standpunkt F. Roemers, wonach in Mähren und Schlesien, anschließend an das Unterdevon, eine mehr oder minder regelmäßige, zonare Aufeinanderfolge des Mitteldevons, Oberdevons und Kulms von West nach Ost existieren sollte, und der naturgemäß die Unterscheidung mitteldevonischer und oberdevonischer Grauwacken neben solchen des Unterkarbons erheischte, verlassen und hat er dargelegt, daß sämtliche Grauwacken nebst allen mit denselben zusammenhängenden Schiefern dem Kulm angehören, welcher der Devonformation gegenüber eine übergreifende Lagerung aufweist, und daß das lediglich in kalkiger Facies entwickelte Mitteldevon, ebenso auch das vornehmlich durch Schiefer, Diabase und deren Tuffe repräsentierte Oberdevon bloß in sporadischen Aufbrüchen aus der unterkarbonischen Hülle zutage kommen.

Die Gründe, auf welche Tietze seine Ansicht stützt, sind von ihm erschöpfend erörtert worden. Auch gewisse Umstände, die anfangs noch dagegen zu sprechen schienen, fanden dort und nicht minder in den später publizierten Erläuterungen zu der geologischen Karte „Blatt Freudental" die eingehendste Berücksichtigung. In Anbetracht dessen kann also wohl von einer nochmaligen Aufrollung der in Rede stehenden, zurzeit als gelöst geltenden Frage ganz abgesehen werden. Es sei nur kurz bemerkt, daß hier die Auffassung Tietzes voll akzeptiert wurde.

Nach dem daselbst bezüglich der Gliederung des nordmährischen Devons eingenommenen Standpunkte fehlen in unserem Terrain mitteldevonische Ablagerungen, das heißt, sie kommen wenigstens nirgends an die Oberfläche, weder in dem Bereiche der Kulmgrauwacken, noch

in jenem des Diluviums, und nur das Oberdevon haben wir in beschränkter Verbreitung zu verzeichnen. Dem letzteren weise ich im Einklange mit der für die benachbarten Gebietsstrecken allgemein giltigen Anschauung F. Roemers, E. Tietzes und anderer Forscher zunächst die aus dem Kulm im Südosten an der Grenze des Kartenblattes auftauchenden Diabase, die mit ihnen auf das engste verbundenen Schalsteine und dann gewisse Schiefer zu, welche sich den Diabastuffen häufig als Zwischenschichten beigesellen und nordöstlich von Rietsch auch mehrere schmale Kalkeinschaltungen führen.

Die räumliche Ausdehnung, welche diese Gebilde bei uns obertags besitzen, ist eine relativ geringe. Die größte zusammenhängende Partie liegt beiläufig zwischen Krokersdorf, Rietsch, Gobitschau und Wächtersdorf. Sie reicht von Krokersdorf in nordnordöstlicher Richtung bis in die Nähe der Hohen Rauten, zum Stachetenwald und gegen Nordost nahe bis an die Ostra hora. Kleineren, davon getrennten Aufbrüchen begegnet man dann noch östlich von Bladowitz und im äußersten Südosten an der von Sternberg nach Bärn führenden Straße. In ihrer Gesamtheit haben wir es hier mit der direkten Fortsetzung der Vorkommnisse bei Sternberg zu tun.

Von Grauwacken und Schiefern des Kulm vollständig umschlossen, zeigt das Oberdevon genau das gleiche Schichtstreichen und Verflächen wie die es umgebenden unterkarbonischen Sedimente. Seine Schichten sind konstant nach Südost geneigt, stehen diesbezüglich in vollkommener Übereinstimmung mit den Kulmablagerungen der großen östlichen Region, soweit letztere in den Bereich des vorliegenden Kartenblattes fällt, und nach beiden Seiten hin findet der Anschluß, wie man auf Grund der wenigen Beobachtungen in den spärlichen und schlechten Entblößungen sagen muß, in konformer Weise statt.

Um über den Bau völlige Klarheit zu gewinnen, dazu genügen leider die hier vorhandenen, überaus mangelhaften Schichtenaufdeckungen nicht. Die Annahme von Überschiebungen zur Erklärung des eben geschilderten Lagerungsverhältnisses erscheint wohl ziemlich ausgeschlossen. Es fehlt dafür nicht allein jeder Anhaltspunkt, sondern es gibt auch Gründe, die sich einer solchen Annahme entschieden entgegenstellen. Ich kann eigentlich nur der Vermutung Ausdruck verleihen, daß es sich daselbst um einfache Aufbrüche an Sätteln von liegenden, gleichmäßig nach Südost geneigten Falten handelt.

Versteinerungen, die einen sicheren Schluß auf das Alter des als Oberdevon ausgeschiedenen Gesteinskomplexes gestatten würden, hat unser Terrain bis jetzt noch nicht geliefert. F. Roemer führt in seiner Geologie von Oberschlesien, 1870, pag. 30 an, daß eine Tonschieferlage bei Gobitschau winzige Schalen der Pteropodengattung *Styliola* birgt, welche A. Halfar dort in großer Anhäufung entdeckt hat, und auch A. Pelikan erwähnt in seiner vor nicht langer Zeit erschienenen Arbeit „Über die mährisch-schlesische Schalsteinformation“, 1898, pag. 45 Organismenspuren aus einem nicht weit von Gobitschau anstehenden Diabastuffe, die offenbar auf Foraminiferengehäuse zurückzuführen sind; diese Tierreste bieten jedoch, wie nicht besonders hervorgehoben zu werden braucht, sämtlich keine Anhaltspunkte für die Altersbestimmung der betreffenden Schichtlagen.

Indem ich die Diabase und Diabastuffe von Bladowitz, Krokersdorf, Rietsch, Gobitschau etc. als dem Oberdevon angehörig betrachte, stütze ich mich lediglich auf den Umstand, daß die Diabase und Schalsteine der Sternberger Gegend, welche die direkte ununterbrochene Fortsetzung der ersteren darstellen, sowohl von F. Roemer als auch von E. Tietze für oberdevonisch gehalten werden. Und daß die mit denselben verknüpften Schiefer und die Kalkeinschaltungen nordöstlich von Rietsch das gleiche Alter haben wie die Diabasgesteine, darüber kann nach meinen Beobachtungen kein Zweifel obwalten.

In welchen Beziehungen der aus der Anna-Zeche bei Bärn seinerzeit zutage geförderte Crinoidenkalk, dessen Fossilreste auf oberes Mitteldevon hinweisen (vergl. A. Pelikan, l. c., pag. 44—45) und ebenso gewisse Kalke der Gegend von Bennisch, deren Fauna gleichfalls für Mitteldevon spricht (vergl. E. Tietze, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz, 1893, pag. 17—19, und Erläuterungen zur geologischen Karte — „Blatt Freudental" — 1898, pag. 15—16) zu den dort analog auftretenden Diabasen und Schalsteinen stehen, erscheint noch nicht ganz aufgeklärt. Es ist sehr leicht möglich, daß diese Kalke gegenüber dem Diabas und den Diabastuffen ein tieferes stratigraphisches Niveau einnehmen, und es kann deshalb darin vorderhand ein Argument gegen die hier befürwortete Altersdeutung der Diabase von Rietsch, Krokersdorf, Gobitschau etc. und ihrer Begleitgesteine nicht erblickt werden. Ein Vergleich mit den Vorkommnissen bei Bennisch ist übrigens schon aus dem Grunde nicht angezeigt, weil dort nach den Darstellungen E. Tietzes die Aufdeckung der Devonformation innerhalb des Herrschaftsbezirkes des Kulm, was den stratigraphischen Umfang der Schichtfolge anbelangt, tiefer als sonst reicht und in dem Bennischer Gebiete neben dem Ober- und dem Mitteldevon höchstwahrscheinlich auch unterdevonische Bildungen aufbrechen.

Aus dem Gesagten resultiert unter anderem, daß es noch sehr langwieriger und vielleicht ganz besonders vom Glücke begünstigter Untersuchungen bedürfen wird, um volle Klarheit über die daselbst herrschenden, schwer zu enträtselnden geologischen Verhältnisse zu schaffen.

Das Areal, welches die Kulmablagerungen im Rahmen des vorliegenden Kartenblattes einnehmen, dürfte nicht weit hinter jenem zurückstehen, das den kristallinischen Schichtgesteinen zufällt. In der Hauptverbreitungsregion, die sich unmittelbar an das ausgedehnte Gebiet des Freudentaler Blattes anschließt, reicht der Kulm von Osten her bis an den breiten Zug der unterdevonischen Bildungen, der aus der Gegend von Neudorf und Ober-Mohrau über Janowitz, Bergstadt und Deutsch-Eisenberg gegen Pinkaute und Schönwald streicht. Hier setzt derselbe das ganze plateauartige Hügelland im Osten zusammen bis an die Kartengrenze mit Ausnahme der räumlich beschränkten, vorhin besprochenen Strecken, wo das Oberdevon aufbricht. Die am Galgenberg bei Mährisch-Neustadt aus dem Diluvium und den Alluvionen emportauchende kleine Partie liegt in der Streichrichtung dieses großen zusammenhängenden Gebietes und beweist dadurch, daß sich

der Kulm hier unter dem Quartär der Mährisch-Neustädter Niederung weiter fortsetzt.

Mächtig entwickelt und stark verbreitet zeigen sich dann außerdem die unterkarbonischen Sedimente auf der rechten Seite des Marchtales, das sie, südwärts sich ziehend, ungefähr von der Landschaft Hlince bei Schmole angefangen, einsäumen, vor allem in den westlich von Müglitz sich erhebenden Hügeln. Sie lehnen sich daselbst längs einer sehr unregelmäßig durch Mürau, Rippau, durch den Schützendorfer und den Bischofswald gegen Jestrzeby verlaufenden Linie an das kristallinische Grundgebirge an, das bekanntermaßen bei Schweine auch mitten in ihnen zutage tritt. Dieses Terrain gehört der großen zentralmährischen Kulmregion an. Bei Aujezd und Lexen und ebenso bei Bladowitz und Komarn im Ostterrain kommen einzelne Partien als oberflächlich von der Hauptmasse abgetrennte Inseln aus dem Diluvium zum Vorschein.

Auch am linken Ufer der March, gegenüber von Müglitz, begegnet man noch dem Kulm in verhältnismäßig bedeutender Ausdehnung. Er bildet dort die sogenannte Dobrei oder das Brabletzgebiet südlich von Mährisch-Aussee und von Steinmetz. Minder wichtige kleinere Aufbrüche, die aus den quartären Absätzen herausragen und von denen einige nebstbei teilweise mit dem Unterdevon im Kontakt stehen, finden sich schließlich auf dem Steinhübel bei Königlosen, am Rande des Poleitzer Grabens westlich von Aussee, bei Tritschein, bei Dubitzko und bei Bezdiek.

Das Schichtstreichen richtet sich, von einigen lokalen Abweichungen abgesehen, überall nach Nordost oder nach Nordnordost. In bezug auf das Verflächen herrscht dagegen keine Konstanz.

Ein ziemlich scharfer Unterschied im Aufbaue macht sich zwischen der großen östlichen Region und den westlichen Kulmgebieten bemerkbar. Innerhalb der ersteren, oder richtiger gesagt, in dem Abschnitt derselben, der den Gegenstand unserer Betrachtungen bildet, fallen die Schichten durchgehends nach Südost bis Südsüdost ein. Dabei darf aber, wie schon von seiten anderer Autoren oft und nachdrücklich betont wurde, keinesfalls an eine kontinuierliche, einfache Schichtfolge gedacht werden. Viele Umstände sprechen eindringlich dafür, daß auf der besagten Erstreckung die Kulmsedimente zu liegenden, mehr oder minder gleichmäßig geneigten Falten zusammengeschoben sind, und habe ich auch schon früher dargetan, daß sich eigentlich nur unter dieser Voraussetzung die zwischen dem Kulm und dem Oberdevon beobachteten Lagerungsverhältnisse gut erklären lassen. Die westlichen, längs der March verteilten Vorkommnisse weisen insofern einen davon abweichenden Bau auf, als in ihnen ein wiederholter Wechsel des Verflächens stattfindet. Die Schichten fallen bald gegen Südost, bald gegen Nordwest ein, es zeigt sich also, daß dort der Kulm wieder in normale, stehende Falten gelegt ist.

Gegenüber dem kristallinischen Grundgebirge tritt das diskordant-transgressive Verhältnis ungemein klar hervor. In der Gegend südlich von Hohenstadt bis Mürau kann in der deutlichsten Weise beobachtet werden, nicht allein wie die Kulmablagerungen auf die kristallinischen Schiefer übergreifen, sondern auch wie völlig unabhängig von einander

beide Schichtensysteme in ihrem tektonischen Verhalten sind. Schwieriger erscheint es hingegen, in unserem Terrain den Nachweis für die durch E. Tietze anderwärts festgestellte Diskordanz gegenüber dem Devon zu erbringen. Auf der ganzen langen Linie, wo der Kulm der ausgedehnten östlichen Region an das Unterdevon grenzt, konnten keine Anhaltspunkte gewonnen werden, die mit Bestimmtheit auf eine Diskordanz deuten würden. Man begegnet hier konstant konformer Lagerung, indem sowohl die unterdevonischen Bildungen als auch die im Hangenden darauffolgenden Kulmsedimente mehr oder minder gleichmäßig nach Südost bis Südsüdost verflächen. Sonst stehen Kulm und Unterdevon nur noch bei Bezdiek und Dubitzko im Südwesten auf kurze Erstreckungen hin miteinander in Berührung. Dort allerdings finden sich in der bei Dubitzko angetroffenen gegenseitigen Lagerung gewisse Anzeichen vor, aus denen bis zu einem gewissen Grade auf Diskordanz geschlossen werden könnte. Was das ursprüngliche Verhältnis zum Oberdevon anbelangt, so wurde schon in den vorangehenden Erörterungen dargelegt. daß zur Beurteilung desselben sich das einzige auf dem vorliegenden Blatte vorhandene Gebiet des Oberdevons im äußersten Südosten wegen schlechter und zu seltener Entblößungen als ungenügend erweist. Maßgebend für die Beantwortung dieser Frage bleiben infolgedessen bloß die Ausführungen E. Tietzes, der nach seinen in den benachbarten Terrains gesammelten Beobachtungen diskordantes Übergreifen über die gesamten Devonbildungen annehmen zu müssen glaubt.

Von Fossilien wurde in unserem Grauwackengebiete bisher noch keine Spur entdeckt.

Wie überall, trägt auch da der Kulm eine höchst einförmige petrographische Entwicklung zur Schau. Grauwacken, allerdings von verschiedenem Aussehen, Konglomerate, dann Tonschiefer und Dachschiefer sind die Gesteine, aus denen er sich stets zusammensetzt. Kalk tritt nur ganz sporadisch auf und spielt an allen Fundstellen eine sehr untergeordnete Rolle.

Um die wünschenswerte Einhelligkeit mit den anstoßenden Kartenblättern zu erzielen, wurden die Grauwacken von den Schiefern, soweit dies eben ging, abgeschieden. Da aber ihre Trennung aus mannigfachen Gründen in der Regel mit den größten Schwierigkeiten verbunden ist und in sehr vielen Fällen nicht mit der nötigen Schärfe durchgeführt werden kann, müssen die betreffenden Ausscheidungen zum großen Teil als schematische bezeichnet werden. Abgesehen davon, daß die Aufdeckung der Schichten fast durchgehends eine höchst mangelhafte ist und keineswegs ausreicht, um eine solche Trennung überall vorzunehmen, findet sehr häufig ein derart rascher Wechsel zwischen Grauwacken und Schiefern statt, daß man völlig ratlos dasteht, welcher Weg einzuschlagen sei, damit die in der Natur herrschenden Verhältnisse auf einer Karte im Maßstabe der unserigen wenigstens annähernd richtig veranschaulicht werden. Dazu kommt dann noch, daß die Entscheidung darüber, ob gewisse Gesteinsabänderungen den Grauwacken oder den Schiefern zugerechnet werden sollen, in vielen Fällen ganz von der subjektiven Auffassung abhängt. Zwischen normalen Grauwacken und den gewöhnlichen Tonschiefern

gibt es nämlich alle möglichen Übergänge. Speziell bestimmte Grauwackenschiefer mit sehr innig vereinigten, in einander verflößten Gemengteilen, mit reichlicher toniger Beimengung und von deutlich ausgesprochenem schiefrigem Gefüge stellen ein, zumal an der Grenze gegen das Unterdevon, weit verbreitetes petrographisches Verbindungsglied dar, über dessen Einreihung Zweifel bestehen können. Diese Gesteine wurden von mir zumeist den Schiefern beigezählt, aber es ist leicht möglich, daß es Geologen geben wird, welche der gegenteiligen Ansicht mehr Berechtigung zuerkennen werden. Stets muß deshalb im Auge behalten werden, daß, wie in allen anderen hier vertretenen Schichtensystemen, auch bei den Kulmablagerungen die engeren Ausscheidungen vielfach nur das Überwiegen einer Gesteinsart im Wechsel mit anderen ausdrücken.

Die manchmal zu großer Mächtigkeit anwachsenden diluvialen Absätze überziehen hauptsächlich das flache Land und die niedrigeren Hügel mit einer oft auf weite Entfernungen hin zusammenhängenden Decke, werden aber nebstbei auch in bedeutenderen Höhen angetroffen, wo sie, wenn ihre Dicke ein gewisses Maß überschreitet, als Lappen ausgeschieden wurden. Außerordentlich stark verbreitet sind sie namentlich in der Mährisch-Neustädter Niederung und dann an den Talgehängen der March bis Bohutin aufwärts sowie an jenen der Tess. Die Unterlage tritt auf solchen Strecken des Hügelterrains nur in der Gestalt von Inseln zutage. Vornehmlich zwischen dem Oskavatale und dem Marchtale und entlang der Tess bieten die älteren Formationen oberflächlich ein Bild ungemein starker Zerstückelung in isolierte Aufbrüche dar. Längs der Bachläufe dringt zwar das Diluvium weit ins Gebirge vor, gelangte aber innerhalb der höher ansteigenden Regionen der älteren Gebirgsmassen im allgemeinen bloß in sehr beschränkter Weise zur Ablagerung.

Wie nicht anders zu erwarten ist, läßt sich die Mächtigkeit der diluvialen Decke nicht immer sicher beurteilen. Oft fehlen die hierzu notwendigen Terraineinrisse und es ist klar, daß sich infolgedessen mitunter die Abgrenzung gegen das Grundgebirge ziemlich schwierig gestaltet. Einen wichtigen Anhaltspunkt in der Beziehung geben allerdings die in den Feldern und auf dem Waldboden verstreuten, nicht abgerollten Gesteinsstücke und Brocken, welche bei den Feldarbeiten an die Oberfläche gebracht werden. Sie verraten, sobald sie sich in größerer Menge und in größeren Dimensionen finden, die Nähe des Untergrundes und wir sind dadurch in den Stand gesetzt, wenigstens annähernd die Regionen der stärkeren Entwicklung des Diluviums in ihren Umrissen kartographisch zu fixieren.

Ein Teil unserer diluvialen Ablagerungen ist entschieden fluviatilen Ursprunges, ein Teil erweist sich wieder als eine äolische Bildung. Neben Schotter, Lehm und Löß kommen auch eluviale Zersetzungsprodukte vor. Daß es da und dort auch Stellen gibt, wo nachträgliche Umschwemmungen des auf so verschiedene Art abgesetzten Materials stattgefunden haben, braucht im Hinblicke auf die Häufigkeit dieser Erscheinung nicht besonders hervorgehoben zu werden.

Was die rezenten Bildungen an Bemerkenswertem darbieten, wurde schon in den Erläuterungen mitgeteilt.

Auch über die Erstarrungsgesteine bleibt mir nur wenig zu bemerken übrig. Von den strukturell und in anderer Hinsicht veränderten Massengesteinen, die sich bei den kristallinischen Schiefern eingereiht finden und deren eruptive Entstehung bald außerhalb jedes Zweifels liegt, bald nur gemutmaßt werden kann, ist bereits eingangs die Rede gewesen. Unter den übrigen direkt als solche ausgeschiedenen stellt sich als das älteste der Granit von Schönberg und Blauda dar. Derselbe durchbricht stock- und gangförmig sowohl die tiefere, durch den Schönberger Biotit-Muskovit- und Zweiglimmergneis repräsentierte, als auch die höhere, sich der ersteren gegenüber diskordant-transgressiv verhaltende Serie der kristallinischen Schichtgesteine, dringt jedoch in die devonischen Sedimente nirgends ein, so daß man mit Bestimmtheit zu sagen in der Lage ist, sein Emporkommen falle in eine Zeitperiode vor dem Absatze des Unterdevons und nach der Entstehung sämtlicher hier auftretenden kristallinischen Schiefer. Das Alter des nur an einem Punkte in äußerst geringer Ausdehnung konstatierten Hornblendegabbros läßt sich, wie schon in den Erläuterungen auseinandergesetzt wurde, nicht einmal annähernd ermitteln. Diabasausbrüche endlich sind zur Zeit der Bildung des Hohenstädter Wackengneises, während der unterdevonischen und während der oberdevonischen Periode erfolgt. Von den Diabasen und Diabasporphyriten haben die den beiden erstgenannten Schichtenverbänden angehörenden später Umwandlungen in bezug auf ihre mineralogische Zusammensetzung erfahren.

Wenn wir den Bau unseres Terrains überblicken, so fällt uns in dem geologischen Bilde einigermaßen das Fehlen des marinen Miocäns auf. Es verwundert dies vor allem deshalb, weil für die Ausbreitung der Miocänschichten, welche bekanntlich noch knapp an der Südgrenze dieses Kartenblattes bei Ziadlowitz, durch Fossilien charakterisiert, zutage treten, weiter gegen Norden in der orographischen Konfiguration alle Bedingungen vorhanden sind.

In der Sohle des Marchtales und in dem Tälchen des Mirovkabaches wurden von mir allerdings bläulichgraue Tone wiederholt beobachtet, deren Aussehen ungemein stark an jenes der neogenen Tone erinnerte, nirgends war jedoch in ihnen auch nur eine Spur von Conchylienschalen zu entdecken und ebenso ergab die Untersuchung der Schlemmproben auf Foraminiferen stets ein negatives Resultat. Wo immer solchen Vorkommnissen begegnet wurde, hat sich gezeigt, daß man es mit an der Oberfläche liegenden quartären Absätzen zu tun hat. Sicheres Miocän konnte in dem Rahmen des ganzen Mährisch-Neustadt-Schönberger Blattes an keinem Punkte konstatiert werden. Es überraschte mich darum sehr, als ich auf der geologischen Karte, welche F. Kretschmers Abhandlung „Die nutzbaren Minerallagerstätten der archäischen und devonischen Inseln Westmährens" (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Bd. 52, 1902) beigefügt ist, neogenes Tertiär bei Aujezd südlich von Müglitz verzeichnet fand. Welche Gründe F. Kretschmer veranlaßt haben, die dortigen plastischen Töpfertone dem Jungtertiär zuzuweisen, wissen wir nicht,

weil in dem Text derselben keine Erwähnung getan wird. Mit Rücksicht darauf kann ich also nur auf die schon zwei Jahre früher erschienene interessante Arbeit meines Kollegen Dr. R. J. Schubert „Über die Foraminiferenfauna und Verbreitung des nordmährischen Miocäntegels“ (Sitzungsberichte des „Lotos“, Prag, 1900, pag. 95—201) die Aufmerksamkeit lenken, in welcher derselbe (pag. 124), sich auf genaue eigene Untersuchungen stützend, unter anderem dargelegt hat, daß die besagten Tone von Aujezd entschieden dem Quartär zugerechnet werden müssen.

Damit soll aber, wie ich nachdrücklich zu betonen nicht verabsäumen darf, keineswegs behauptet werden, daß das miocäne Meer in das Gebiet des Blattes Mährisch-Neustadt und Schönberg von der Olmützer Bucht her nicht vorgedrungen sei. Man muß im Gegenteil als sicher annehmen, daß sich marine Absätze aus jener Zeitperiode hier vielfach finden, jedoch von quartären Ablagerungen ganz oder zum mindesten so stark bedeckt sind, daß sich deren Aufbrüche gelegentlich bisheriger Terrainbegehungen der Beobachtung zufällig entzogen haben. Eine Aufklärung darüber werden jedenfalls einmal zukünftige Bohrungen oder tiefere Grabungen bringen.

Die zuvor zitierte geologische Karte F. Kretschmers, welche die Gegend südlich vom Sazawatale bei Hohenstadt bis Vierhöfen und Ziadlowitz umfaßt und gegen Osten mit dem Marchtale abschließt, unterscheidet sich übrigens nicht nur durch die Ausscheidung der Töpfertone bei Aujezd als Neogen, sondern auch noch in anderen Hinsichten sehr wesentlich von der vorliegenden. Das Eingehen auf alle diese Unterschiede und die nähere Beleuchtung der Kontroversen würden aber so langwierige Auseinandersetzungen erfordern, daß ich davon ganz abstehen will. Ich glaube dies um so leichter tun zu können, als meinem Dafürhalten nach weder für die von F. Kretschmer, noch für die von mir vertretenen Anschauungen vorderhand wirklich unanfechtbare Beweise beizubringen sind. Die Entscheidung in den strittigen Fragen sei unseren Nachfolgern überlassen, für die speziell in dem Randstreifen an der March zwischen Hohenstadt und Müglitz noch ein großes Arbeitsfeld offen bleibt.

Literatur.

Einen weiteren Nachtrag zu den Erläuterungen des Mährisch-Neustadt—Schönberger Blattes soll das nachstehende Verzeichnis der wichtigsten unser Terrain betreffenden geologischen Literatur bilden. Ich beschränke mich hier aber bloß auf die Anführung der seit dem Jahre 1852 erschienenen Publikationen. Die älteren Arbeiten findet man in dem bekannten Werke O. v. Hingenaus „Übersicht der geologischen Verhältnisse von Mähren und Österreichisch-Schlesien“, Wien 1852, vollzählig angegeben.

Unsere Liste enthält außer jenen Aufsätzen, welche ganz über das Gebiet dieses Kartenblattes handeln oder dasselbe wenigstens berühren, auch einzelne solche, die sich nur mit den angrenzenden Terrains beschäftigen, dabei jedoch für die Beurteilung der hier herrschenden geologischen Verhältnisse eine besondere Bedeutung

haben. Neben den rein geologischen wurden in dieselbe endlich montanistische und mineralogische Abhandlungen und Notizen so weit aufgenommen, als mir solche beim Studium der einschlägigen Literatur eben untergekommen sind. In den beiden letztgenannten Wissenszweigen vor allem erhebt die folgende Zusammenstellung selbstverständlich nicht den allergeringsten Anspruch auf Vollständigkeit. Ich nenne daselbst:

Hingenau O. Freiherr v. Übersicht der geologischen Verhältnisse von Mähren und Österreichisch-Schlesien. Wien 1852.

Glocker E. F. Mineralogische und geognostische Notizen aus Mähren. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 3, 1852.

— Ausflug nach dem Bradlstein bei Mährisch-Neustadt. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 4, 1853.

Melion V. J. Geologische Mitteilungen über die östlichen Ausläufer der Sudeten im k. k. Schlesien und im nördlichen Mähren. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 5, 1854.

Kolenati. Die Mineralien Mährens und Österreichisch-Schlesiens. Brünn 1854.

Heinrich A. Beiträge zur Kenntnis der geognostischen Verhältnisse des mährischen Gesenkes in den Sudeten. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 5, 1854.

Glocker E. F. Über einen eigentümlichen Zustand von Magneteisenerz und dessen Veränderung nach Entfernung von seiner Lagerstätte. Zeitschr. f. d. gesamten Naturwissenschaften, Berlin 1855.

Melion V. J. Über die Mineralien Mährens und Österreichisch-Schlesiens. Mitteil. d. k. k. mähr.-schles. Ges. f. Ackerbau, Natur- und Landeskunde, Brünn 1855.

Schmidt C. J. Über zwei neue Mineralvorkommnisse in Mähren. Mitteil. d. k. k. mähr.-schles. Ges. f. Ackerbau, Natur- und Landeskunde, Brünn 1855.

Kenngott G. A. Mineralogische Notizen. 17. Folge. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. 16, 1855.

Lipold M. V. Geologische Arbeiten im nordwestlichen Mähren. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 10, 1859.

Zepharovich V. v. Mineralogisches Lexikon für das Kaisertum Österreich, Bd. 1, Wien 1859.

Lipold M. V. Geologische Verhältnisse des Süd- und Ostabfalles der Sudeten. Zehnter Jahresber. d. Wernervereines, Brünn 1861.

Daubrawa F. Die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Mährisch-Neustadt und der südwestlichen und eines Teiles der südöstlichen Ausläufer des Sudetengesenkes. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 13, 1863.

Oborny A. Mineralogische Ausbeute im nördlichen Mähren. Verhandl. d. naturf. Ver., Brünn, Bd. 2, 1863.

— Skizzen als Beiträge zu den geognostischen und mineralogischen Verhältnissen des mährischen Gesenkes. Verhandl. d. naturf. Ver., Brünn, Bd. 3, 1864.

Daubrawa F. Die geologischen Verhältnisse des Bezirkes Mährisch-Neustadt, zum Teil auch jener von Müglitz, Hohenstadt, Schönberg, Römerstadt, Littau und Sternberg. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 15, 1865.

Roemer F. Geologie von Oberschlesien. Breslau 1870.

Zepharovich V. v. Mineralogisches Lexikon für das Kaisertum Österreich, Bd. 2, Wien 1873.

Freyn R. Über mährische Mineralienfundorte. Verhandl. d. naturf. Ver., Brünn, Bd. 16, 1877.

Becke F. Evansit von Kwittein bei Müglitz in Mähren. Tschermaks mineral. u. petrogr. Mitteil., Wien 1878.

Freyn R. Über mährische Mineralienfundorte. Verhandl. d. naturf. Ver., Brünn, Bd. 19, 1880.

Rath G. v. Über Mineralien aus den Umgebungen von Zöptau und Schönberg im nördlichen Mähren. Sitzungsber. d. niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn 1880.

Makowsky A. Über ein vermeintliches Petroleumvorkommen in Mähren. Verhandl. d. naturf. Ver., Brünn, Bd. 22, 1883.

Camerlander C. Freiherr v. Geologische Mitteilungen aus Centralmähren. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien. 1884.
Elvert Ch. de. Geschichte des Bergbaues und Hüttenwesens in Mähren und Österreichisch-Schlesien. Brünn 1887.
Wolfskron M. v. Die Goldvorkommen Mährens. Berg- und hüttenmänn. Jahrb., Leoben 1889.
Kupido F. Der Silber- und Goldbergbau in Nordmähren. Mitteil d. mähr.-schles. Ges. f. Ackerbau, Natur- und Landeskunde, Brünn 1889.
Bukowski G. v. Reisebericht aus der Gegend von Römerstadt in Mähren. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1889.
— Geologische Aufnahmen in dem kristallinischen Gebiete von Mährisch-Schönberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1890.
Becke F. Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefer des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. 101, 1892.
Bukowski G. v. Reisebericht aus Nordmähren. — Die Umgebung von Müglitz und Hohenstadt und das Gebiet von Schönberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1892.
Tietze E. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Olmütz. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 43, 1893.
Bukowski G. v. Über den Bau der südlichen Sudetenausläufer östlich von der March. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1893.
Zepharovich V. v. und F. Becke. Mineralogisches Lexikon für das Kaisertum Österreich, Bd. 3, Wien 1893.
Melion V. J. Mährens und Österreichisch-Schlesiens Gebirgsmassen und ihre Verwendung mit Rücksicht auf deren Mineralien. Brünn 1895.
John C. v. Über die sogenannten Hornblendegneise aus der Gegend von Landskron und Schildberg sowie von einigen anderen Lokalitäten in Mähren. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1897.
Pelikan A. Über die mährisch-schlesische Schalsteinformation. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien, Bd. 107, 1898.
Kretschmer F. Die Eisenerzlagerstätten des mährischen Devon. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 49, 1899.
Laus H. Geognostische Bilder aus Mähren. Erster Ber. d. Klubs f. Naturkunde, Sektion d. Brünner Lehrerver, Brünn 1899.
Neuwirth V. Über einige interessante und zum Teil neue Mineralvorkommen im Hohen Gesenke. Verhandl. d. naturf. Ver., Brünn, Bd. 38, 1899.
Bukowski G. v. Vorlage des Kartenblattes Mährisch-Neustadt und Schönberg. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., Wien 1900.
Schubert R. J. Über die Foraminiferenfauna und Verbreitung des nordmährischen Miocäntegels. „Lotos“, Sitzungsber., Prag 1900.
Laus H. Die Ergebnisse mineralogischer und petrographischer Forschungen in Mähren von 1890—1900. Zweiter Ber. d. Klubs f. Naturkunde, Sektion d. Brünner Lehrerver., Brünn 1900.
Lowag J. Die Eisensteinvorkommen im nördlichen Mähren und Österreichisch-Schlesien. Montan-Zeitung, Graz 1900.
— Die Romangrube mit dem Stilpnomelanvorkommen in der Gemeinde N.-Mohrau, Bezirk Römerstadt, Mähren. Montan-Zeitung, Graz 1900.
— Die Eisenerzvorkommen und die ehemalige Eisenerzeugung bei Römerstadt in Mähren. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, Wien 1901.
Schirmeisen K. Geognostische Beobachtungen in den Sudetenausläufern zwischen Schönberg und Mährisch-Neustadt. Zeitschr. d. mähr. Landesmuseums, Brünn 1901.
Kretschmer F. Die nutzbaren Minerallagerstätten der archäischen und devonischen Inseln Westmährens. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., Wien, Bd. 52, 1902.
Laus H. Mineralogische Notizen. Vierter Ber. und Abhandl. d. Klubs f. Naturkunde, Sektion d. Brünner Lehrerver., Brünn 1902,
Suess F. E. Bau und Bild der böhmischen Masse. Bau und Bild Österreichs, Wien 1903.
Schirmeisen K. Systematisches Verzeichnis mährisch-schlesischer Mineralien und ihrer Fundorte. Fünfter Ber. und Abhandl. d. Klubs f. Naturkunde, Sektion d. Brünner Lehrerver., Brünn 1903.

Lowag J. Die unterdevonischen Chloritschiefer des Altvatergebirges und deren Erzlagerstätten. Berg- und hüttenmänn. Zeitung, Leipzig 1904.

Slavik F. Zur Mineralogie von Mähren. Zentralbl. für Mineral. und Geolog., Stuttgart 1904.

Bukowski G. v. Erläuterungen zur geologischen Karte NW-Gruppe Nr. 40 Mährisch-Neustadt und Schönberg. Wien 1905.

Corrigenda in der Karte.

Zum Schlusse liegt es mir ob, einige während des Druckes der Karte unterlaufene Fehler in den Farbentönen, deren Korrektur nicht mehr möglich war, richtigzustellen.

Die Amphibolitpartie bei der Ortschaft Schwillbogen und der an der Grenze des Blattes vor dem Worte Götzenhof eingetragene Zug von Hornblendeschiefer erhielten dadurch, daß der grüne Diagonalraster ausgeblieben ist, einen anderen Farbenton.

Dasselbe gilt dann auch von dem sich oberhalb Olleschau an den Phyllit gleich als ersten anschließenden Amphibolitstreifen, wo wieder der gelbe Horizontalraster fehlt.

Die kleine ovale Parzelle, welche östlich von Bohutin die linsenartigen Kalkeinschaltungen im Glimmerschiefer bezeichnet, soll statt mit horizontaler mit vertikaler blauer Schraffe versehen sein.

Ferner erscheint der unterdevonische Quarzit, der zwischen Kloppe und Poleitz aus dem Diluvium in sehr beschränkter Ausdehnung zutage tritt, infolge des Fehlens der roten Diagonalschraffe irrtümlich als unterdevonischer Kalk ausgeschieden.

Endlich wäre zu erwähnen, daß auch das Vorkommen der felsitischen Schiefer des Unterdevons auf der Höhencote 770 westlich von Groß-Mohrau durch eine nicht ganz richtige Farbe dargestellt ist, weil hier statt diagonalem horizontaler gelber Raster zur Verwendung kam.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.

Tafel X.

Die Zone des Actinocamax plenus in der Kreide des östlichen Böhmen.

Erklärung zu Tafel X.

Fig. 1. *Pecten Kalkowskyi nov. spec.* Steinkern der rechten Klappe.
Fig. 2. „ „ „ „ Steinkern der linken Klappe.
Fig. 3 u. 4. „ „ „ „ Wachsausguß vom Abdruck der linken Klappe.

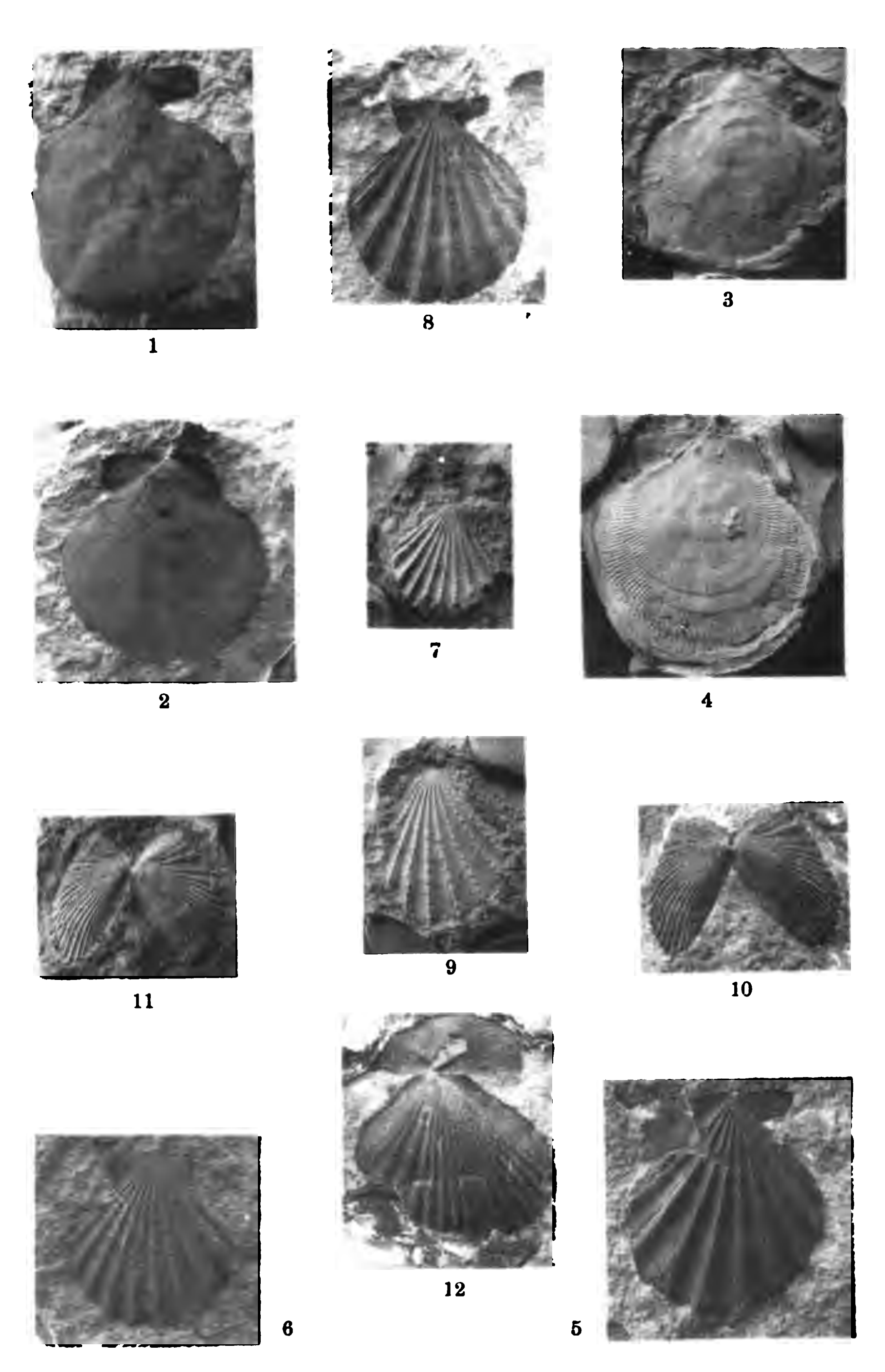
Fig. 5. *Pecten decemcostatus Münst.* Steinkern der rechten Klappe.
Fig. 6. „ „ „ Steinkern der linken Klappe.
Fig. 7. „ „ „ Wachsausguß vom Abdruck der rechten Schale

Fig. 8. *Pecten pexatus Woods.* Steinkern der rechten Schale.
Fig. 9. „ „ „ Wachsausguß vom Abdruck der linken Schale.

Fig. 10. *Lima costicillata nov. spec.* Steinkern.
Fig. 11. „ „ „ „ Wachsausguß des Abdruckes.
Fig. 12. *Lima cf. costicillata.* Steinkern.

Alle Stücke stammen von Zohsee bei Landskron.

Das Original zu Fig. 12 befindet sich im k. Museum zu Prag, alle anderen im Museum der k. k. geologischen Reichsanstalt.



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, Bd. LV, 1905.
Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, III., Rasumoffskygasse 23.

Tafel XII.

Mieminger-Wettersteingebirge.

Erklärung zu Tafel XII.

Fig. 1. Eppzirler Tal (links O, rechts W).

Die Hänge zu beiden Seiten des Baches und der Terrassenvorsprung im Mittelgrund bestehen aus stark bearbeiteter Grundmoräne. Die meisten Blöcke im Bachbette stammen aus den Zentralalpen. Die Höhen im Hintergrund sind aus Hauptdolomit erbaut.

Fig. 2. Eingang ins Berglental (links W, rechts O).

In die Talhänge ist der flach ansteigende Boden eines glazialen Taltroges mit scharfen Rändern eingeschnitten. In diese Bodenfläche gräbt der Bach eine zackige, tiefe und enge Klamm. Gegen die Talöffnung zu verliert sich die deutliche Prägung des glazialen Taltroges.



Fig. 1.



Autor phot. Fig. 2. Autotypie von Angerer & Göschl.

Tafel XIII.

Mieminger-Wettersteingebirge.

Erklärung zu Tafel XIII.

Ansicht der Tajaköpfe von Westen (links N, rechts S).

Der breite, mehrzackige Gipfel im Norden stellt den nördlichen Tajakopf dar, dem sich nach einer breiten Einsattelung der kleinere, südliche anschließt. Dieser sinkt gegen Süden zum Tajatörl ab, über welchem ganz rechts die Wand der Griesspitzen aufstrebt. Vom Sattel zwischen südlichem und nördlichem Tajakopf zieht gegen links der Anschnitt einer Verschiebungsfläche herab. Längs derselben wurden die steil aufgerichteten Muschelkalkschichten des nördlichen Tajakopfes über den Wettersteinkalk des südlichen geschoben. In der Furche zwischen diesen Muschelkalk- und Wettersteinkalkmassen ist unten ein bräunlicher bituminöser Dolomit, in der Mitte und höher oben sind am Rande des Wettersteinkalkes Raibler Schichten (Sandsteine, Kalke, Mergel, Oolithe) erhalten. Im Westgehänge des südlichen Tajakopfes liegen zwei in Fels eingesenkte Wannen, in der rechten unteren Ecke streicht ein Moränenwall gegen den Seebensee nieder.



Autor phot. Autotypie von Angerer & Göschl.

Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Band LV, 1905.
Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien III. Rasumofskygasse 23.

Tafel XIV.

Mieminger-Wettersteingebirge.

Erklärung zu Tafel XIV.

Fig. 1. Ansicht der Mieminger Kette von Nordwesten aus (links O, rechts W).

Am linken, östlichen Rand erscheint der tiefe Sattel der Pestkapelle. Gegen Westen folgen Hohe Munde, Hochwand, Breitenkopf, Igelseekopf, Mitterspitzen, nördlicher Tajakopf, Griesspitzen und Ehrwalder Sonnenspitze. Die Einsenkung im Westen stellt die Bieberwierer Scharte dar. Im Vordergrund breitet sich das Becken von Ehrwald—Lermoos aus.

Fig. 2. Aufriß am Rande der Mieminger Terrasse zwischen Holzleiten und Aschland (links O, rechts W).

Am Aufbau dieses Schutthanges beteiligen sich von oben nach unten: geschichtete, ziemlich feine Schotter, Grundmoräne, geschichtete, ziemlich feine Schotter, sandiger Bänderton, gröbere Schotter und Grundmoräne.



Fig. 1.



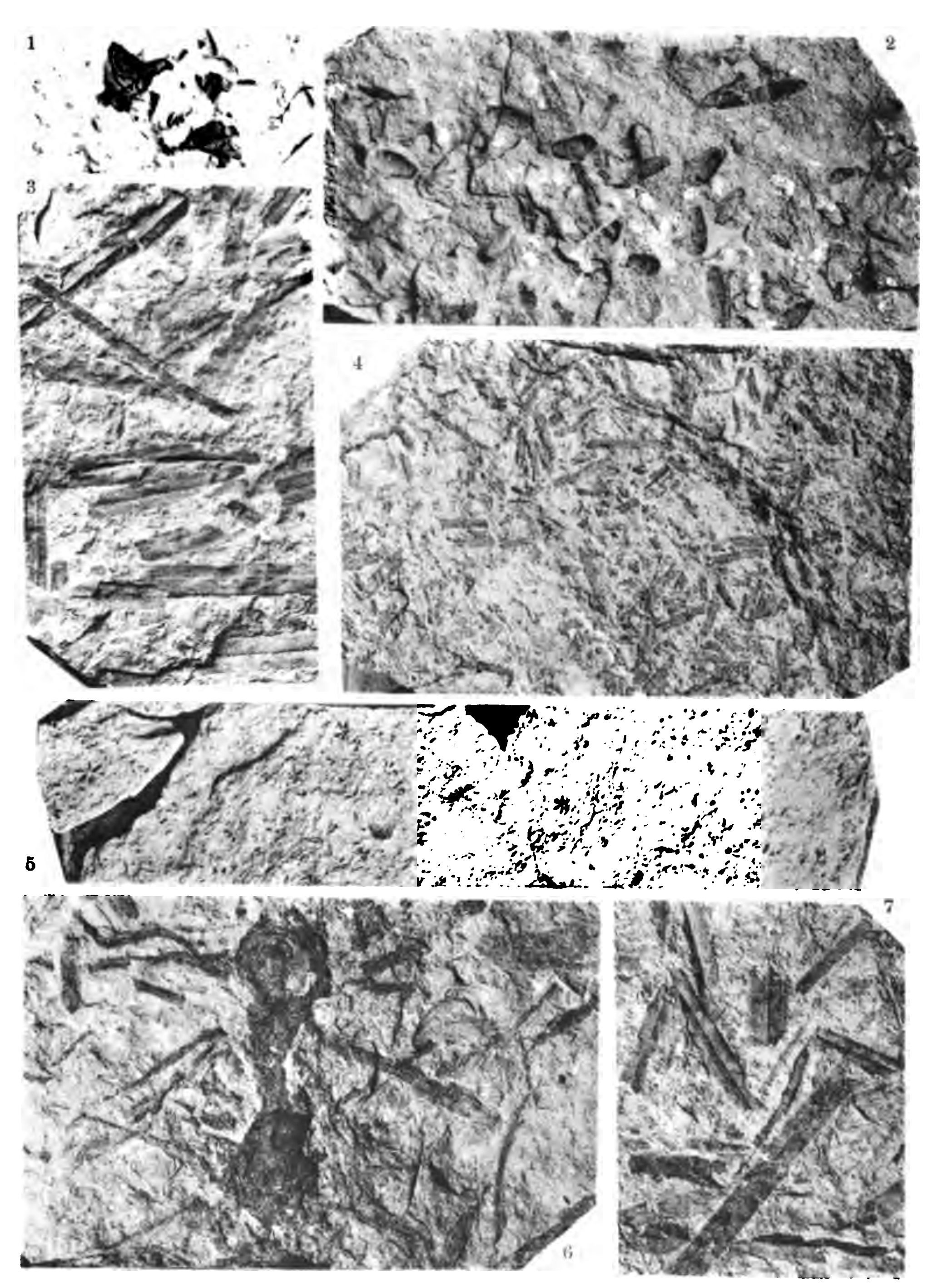
Autor phot. Fig. 2. Autotypie von Angerer & Göschl.

Tafel XV.

Neogenpflanzen vom Nordrande der Sinjsko polje.

Erklärung zu Tafel XV.

Fig. 1. In verkohltem Zustande erhaltene Früchte von *Ceratophyllum sinjanum.*
Fig. 2. Steinkerne und Hohlabdrücke von Früchten von *Ceratophyllum sinjanum.*
Fig. 3. Halmbruchstücke von *Cyperites Tiluri.*
Fig. 4. Stengelbruchstücke von *Chara sp.*
Fig. 5. Hohlabdrücke von Früchtchen von *Damasonium Sutinae.*
Fig. 6. Rhizomdurchschnitte und Wurzeln von *Phragmites sp.*
Fig. 7. Halmbruchstücke von *Cyperites Tiluri.*



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Verlag der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien III., Rasumoffskygasse 23.

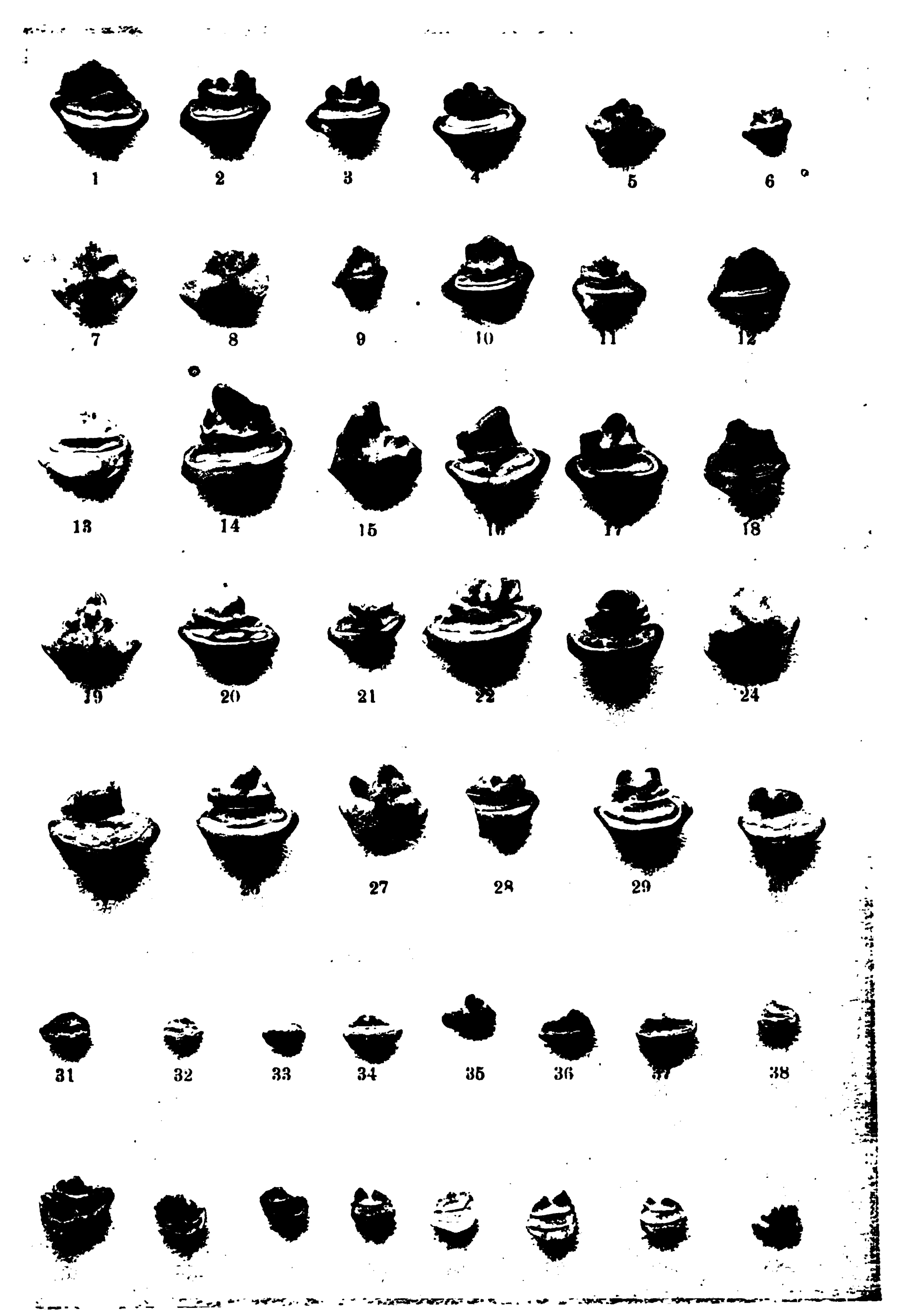
Tafel XVI.

Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs.

Erklärung zu Tafel XVI.

Fig. 1—8. *Otolithus* (*Macrurus*) *praetrachyrhynchus Schub.* (1—4 Innen-, 5—8 Außenseite).
Fig. 9—13. *Otolithus* (*Macrurus*) *gracilis Schub.* (sämtlich von der Innenseite).
Fig. 14—19. „ „ *Trolli Schub.* (14, 16—18 Innen-, 15 und 19 Außenseite).
Fig. 20, 21. *Otolithus* (*Macrurus*) *angustus Schub.* (von der Innenseite).
Fig. 22. „ „ *elongatus Schub.* (von der Innenseite).
Fig. 23, 24, 25?, 30? *Otolithus* (*Macrurus*) *crassus Schub.* (23, 25, 30 Innen-, 24 Außenseite).
Fig. 26, 27, 28. *Otolithus* (*Macrurus*) *rotundatus Schub.* (26, 28 Innen-, 27 Außenseite).
Fig. 29. *Otolithus* (*Hymenocephalus?*) *austriacus Schub.* (von der Innenseite).
Fig. 31—33. „ (*Macrurus*) *ellipticus Schub.* (31, 32 Innen-, 33 Außenseite).
Fig. 34—37. „ „ *Toulai Schub.* (34, 36, 37 Innen, 35 Außenseite).
Fig. 38. „ „ *Arthaberi Schub.* (von der Innenseite).
Fig. 39, 40. „ (*Hoplostethus*) *praemediterraneus Schub.* (von der Innenseite).
Fig. 41. „ „ *levis Schub.* (von der Innenseite).
Fig. 42—46. „ (*Berycidarum*) *major Schub.* (42—45 Innen-, 46 Außenseite).

Sämtliche Exemplare (Sagitten) stammen aus dem Miocän von Walbersdorf und sind in natürlicher Größe dargestellt.



Photographie u. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tafel XVII.

Die Fischotolithen des österr.-ungar. Tertiärs.

Erklärung zu Tafel XVII [1]).

Fig. 1—7. *Otolithus* (*Berycidarum*) *austriacus Kok.* (1—3, 7 von Perchtoldsdorf, 4—6 von Walbersdorf).

Fig. 8—11. *Otolithus* (*Berycidarum*) *Kokeni Proch.* (8—10 von Perchtoldsdorf, 11 von Walbersdorf).

Fig. 12—14, 16, 15? *Otolithus* (*Berycidarum*) *pulcher Proch.* (von Perchtoldsdorf).

Fig. 17. *Otolithus* (*Berycidarum*) *splendidus Proch.* (von Nußdorf).

Fig. 18, 21, 23. *Otolithus* (*Hymenocephalus?*) *labiatus Schub.* (18, 21 von Perchtoldsdorf, 23 von Traiskirchen).

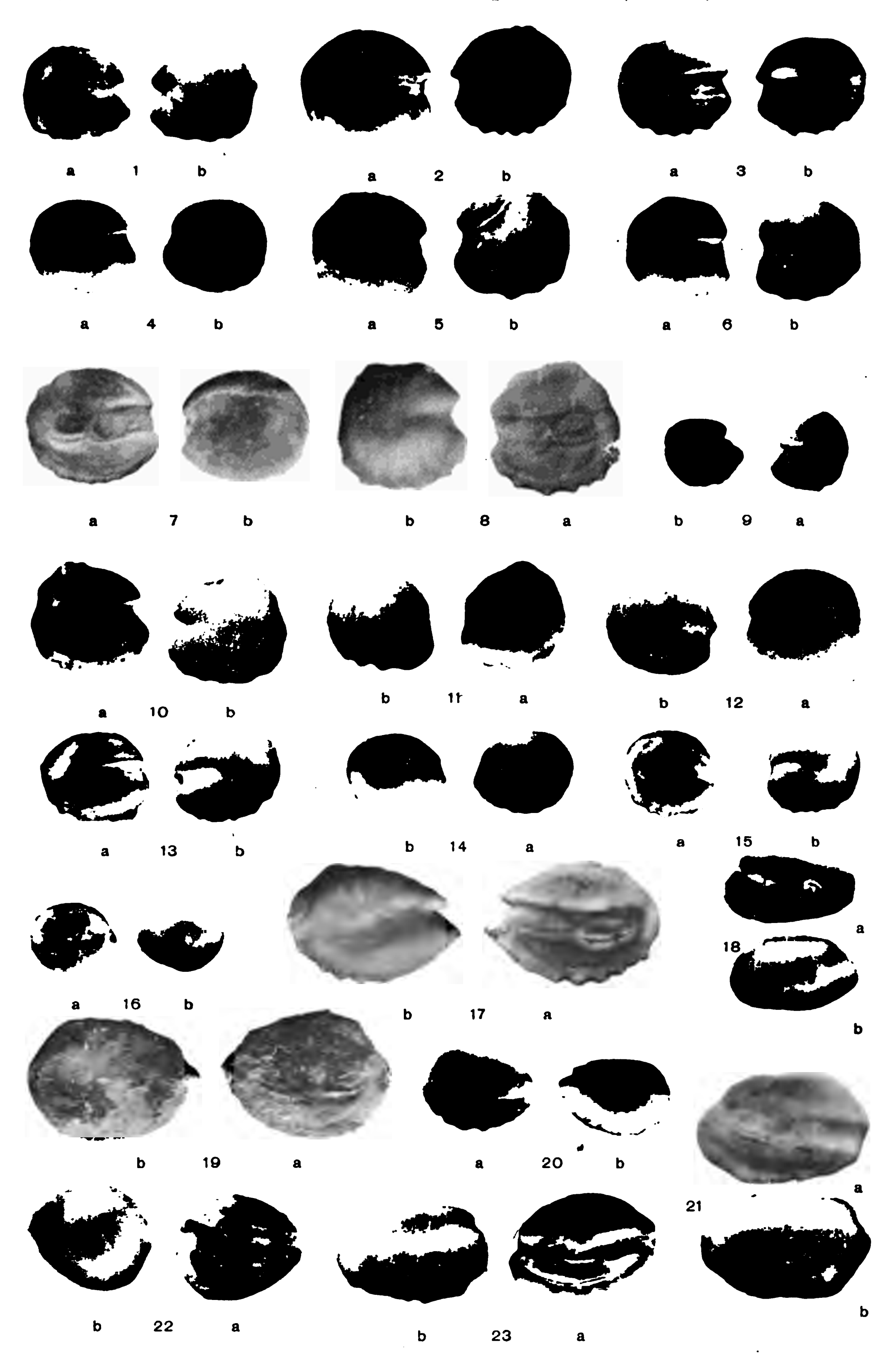
Fig. 19, 20. *Otolithus* (*Berycidarum*) *mediterraneus Kok.* (19 von Mähr.-Trübau, 20 von Neudorf).

Fig. 22 *Otolithus* (*Berycidarum*) *tenuis Schub.* (von Perchtoldsdorf).

Sämtliche Exemplare (Sagitten) stammen aus dem Miocän und sind etwa zehnfach vergrößert dargestellt.

[1]) *a* bedeutet durchweg die Ansicht der Innenseite, *b* der Außenseite.





Photographie u. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

